LEHRBUCH

DER

MINERALOGIE

VON

MAX BAUER.

ZWEITE,
VÖLLIG NEUBEARBEITETE AUFLAGE.

MIT 670 FIGUREN.

LITTERIS

S. 18

STUTTGART.
E. SCHWEIZERBART'SCHE VERLAGSHANDLUNG (E. NÄGELE).
1904.

Zur Beachtung.

Vorrede zur ersten Auflage.

Das vorliegende Lehrbuch soll dazu dienen, den Leser in das wissenschaftliche Studium der Mineralogie nach ihrem neuesten Standpunkt einzuführen. Dasselbe kann zum Studium neben einer mineralogischen Vorlesung benutzt werden, aber auch ohne eine solche zum Selbststudium, wobei allerdings vorausgesetzt werden muß, daß eine, wenngleich nicht notwendig umfangreiche, Sammlung der wichtigsten Mineralien, Krystallmodelle, Präparate und Instrumente zur Verfügung steht, ohne deren sachgemäße Benutzung ein tieferes Eindringen in die Mineralogie unmöglich ist.

Dem Zweck des Buches entsprechend ist der allgemeine und einleitende Teil desselben ziemlich ausführlich behandelt.

Zunächst sind darin die Lehren der Krystallographie eingehend dargestellt. Der Verfasser hat sich dabei nicht auf eine Beschreibung der Krystallformen beschränkt, sondern er hat sich bemüht, den Leser zu einem wirklichen Verständnis derselben gelangen zu lassen, soweit dies ohne umfangreiche mathematische Behandlung möglich ist.

Den physikalischen Eigenschaften der Mineralien wird heutzutage eine ganz besondere Wichtigkeit beigelegt. In dem Abschnitt über Mineralphysik wurde im allgemeinen die Kenntnis der Physik, soweit sie etwa in einer guten Universitätsvorlesung über Experimentalphysik dem Zuhörer übermittelt wird, als bekannt vorausgesetzt. Nur diejenigen physikalischen Lehren sind etwas ausführlicher behandelt worden, welche für die speziellen Zwecke der Mineralogie besondere Bedeutung haben und welche zuweilen in den Lehrbüchern der Physik nicht in der für den Mineralogen wünschenswerten Ausführlichkeit dargestellt werden, wie z. B. die Farbenerscheinungen in den Krystallen im polarisierten Licht etc. Als bekannt vorauszusetzende Gegenstände wurden nur insoweit kurz berührt, daß der ganze Abschnitt über Mineralphysik an einem fortlaufenden Faden dargestellt werden konnte. Größere theoretische Ausführungen, wie z. B. die Erklärung der Interferenzerscheinungen in Krystallen und

ähnliches wurde vermieden. In bezug hierauf und überhaupt in bezug auf die einschlägigen physikalischen Lehren sei auf die ausführlicheren Lehr- und Handbücher der Physik verwiesen.

In dem Abschnitt über Mineralchemie wurden die Lehren der Chemie, besonders der unorganischen als bekannt vorausgesetzt und es wurde im allgemeinen Teil hauptsächlich nur die chemische Zusammensetzung der Mineralien im allgemeinen, ihr Verhalten vor dem Lötrohr, sowie gegen Wasser, Säuren und andere Lösungsmittel, endlich namentlich die Lehren des Isomorphismus und Dimorphismus eingehender behandelt. Die Zusammensetzung der Mineralien wurde durch die empirischen Formeln, sowie nicht selten durch die älteren gruppierenden Formeln dargestellt. Dabei wurden die zwei Metallatome in den Sesquioxyden (und entsprechend in den empirischen Formeln) in bekannter Weise mittels durchstrichener Buchstaben bezeichnet, zur leichteren Unterscheidung der Metallatome in den Monoxyden derselben Metalle, besonders beim Eisen.

Bei der Betrachtung der chemischen Verhältnisse der Mineralien im allgemeinen wurde schließlich auch gebührende Rücksicht genommen auf die Art und Weise, wie die Mineralien entstehen, wie sie unter den verschiedenartigen von außen auf sie einwirkenden natürlichen Einflüssen umgewandelt und wie sie endlich unter Umständen auch ganz zerstört werden, um anderen Mineralien zur Entstehung Veranlassung zu geben. Dabei durfte die Art und Weise des natürlichen Vorkommens der Mineralien in der Erdkruste nicht übergangen werden, das nicht nur an sich wichtig und interessant, sondern auch zur Beurteilung der Entstehung der Mineralien von größter Bedeutung ist. Es wurden daher in dem die Mineralien behandelnden Abschnitt des einleitenden Teiles einige Paragraphen über die allgemeinen Verhältnisse des Vorkommens der Mineralien eingefügt.

In allen Abschnitten wurde die Betrachtung nach Möglichkeit auf das Tatsächliche und das Beobachtete beschränkt und die Hereinziehung des rein Hypothetischen tunlichst vermieden.

Die weniger wichtigen Abschnitte des allgemeinen Teils sind von den wichtigeren durch kleineren Druck unterschieden; klein gedruckt sind auch Beispiele zu allgemeineren Sätzen, längere Beschreibungen von Instrumenten und ähnliches. Der Anfänger wird sich zunächst mit dem genaueren Studium des Großgedruckten begnügen können. Im speziellen Teil sind die Beschreibungen der wichtigen und häufigen Mineralien groß, die der unwichtigeren und selteneren ebenfalls klein gedruckt. Der Anfänger kann die letzteren überschlagen. Eine Anzahl solcher unwichtigen Mineralien ist nur mit wenigen Worten im Text erwähnt, eine Anzahl anderer ist wenigstens in dem ausführlich

gehaltenen alphabetischen Mineralverzeichnis am Schluß mit einem kurzen erläuternden Zusatz aufgeführt. Das Buch kann daher auch bis zu einem gewissen Grade als Nachschlagebuch benutzt werden.

Die Mineralien organischen Ursprungs sind mehr anhangsweise und auch kurz behandelt, sowie durchaus mit kleinen Lettern gedruckt. Daß der Bernstein etwas ausführlicher beschrieben worden ist, wird in einem Buche, das zum allergrößten Teil in der Hauptstadt des Bernsteinlandes, in Königsberg i/Pr., entstanden ist, nicht auffallend erscheinen.

Das Register zerfällt in zwei getrennte Hälften, eine für die allgemeinen einleitenden Abschnitte und eine zweite, ein Mineralienregister, für den speziellen, beschreibenden Teil des Buches.

Im § 3 findet man eine Übersicht über die wichtigsten selbständig erschienenen Werke der mineralogischen Literatur. Dieselben sind nach Fächern und innerhalb jedes Faches chronologisch geordnet. Es wurde dabei bis zum Anfang dieses Jahrhunderts zurückgegangen. Absolute Vollständigkeit wurde nicht erstrebt. Ebensowenig ist dies der Fall mit den Literaturnachweisen, namentlich aus Zeitschriften, welche den einzelnen Paragraphen und Mineralbeschreibungen angehängt sind. Bezüglich dieser war anfänglich größere Vollständigkeit geplant und auch z. T. ausgeführt. Die Durchführung dieser Absicht hätte aber zu viel Raum beansprucht, und so fand später eine Beschränkung auf das Wichtigste statt. Infolge davon sind die Literaturangaben bei den einzelnen Paragraphen und Mineralien etwas ungleichförmig, die größere Ausführlichkeit in einzelnen Punkten wird aber dem Buch wohl nicht zum Schaden gereichen. Im allgemeinen ist das Prinzip verfolgt, daß aus der zitierten Literatur jedes Gegenstandes die andere nicht zitierte möglichst vollständig ersehen werden kann; zu diesem Zweck sind mehrfach an sich unbedeutende Arbeiten angeführt worden, wenn in ihnen die ältere Literatur in hervorragender Weise berücksichtigt worden ist. Aus den Literaturangaben sind auch die Namen derjenigen Forscher zu entnehmen, welche sich mit den betreffenden Gegenständen vorzugsweise eingehend beschäftigt haben. Im Texte selbst sind deren Namen nur ausnahmsweise genannt.

Die 588 Figuren sind mit geringen Ausnahmen neu konstruiert; nur eine kleine Zahl ist aus anderen Werken kopiert, so z. B. die Abbildungen einiger Instrumente aus dem: „Bericht über die wissenschaftlichen Instrumente auf der Berliner Gewerbeausstellung im Jahre 1879“.

Die sehr mühsame Korrektur ist mit der dankenswerten Unterstützung des Herrn Dr. R. Brauns hier ausgeführt worden, welcher auch das Register für den allgemeinen Teil angefertigt hat. Einige

stehengebliebene sinnstörende Druckfehler wolle man vor der Benutzung des Buches verbessern.

Die Fertigstellung des Buches hat, durch mannigfache Hindernisse unterbrochen, sehr lange Zeit in Anspruch genommen. Es konnten daher manche wichtige in den letzten Jahren erschienene Arbeiten teils gar nicht mehr, teils nur in ungenügender Weise bei der Korrektur benutzt werden.

Möge es dem Verfasser trotzdem gelungen sein, ein Werk zu schaffen, welches den eingangs angegebenen Zweck zu erfüllen im stande ist.

Besonderen Dank würde derselbe denjenigen Fachgenossen entgegenbringen, welche ihn auf die beim Gebrauche des Buchs sich ergebenden Mängel und Irrtümer aufmerksam machen wollten.

Marburg, Neujahr 1886.

Max Bauer.

Vorrede zur zweiten Auflage.

Daß diese zweite Auflage vollkommen neubearbeitet werden mußte, geht ohne weiteres aus der langen Zeit hervor, die seit dem Erscheinen der ersten Auflage verflossen ist. Zweck und Anlage des Buches sind die gleichen geblieben, aber der Umfang ist gewachsen, stärker als dem Verfasser lieb ist. In völlig neuem Gewande erscheint die Krystallographie, die ganz den jetzigen Anschauungen gemäß in einer für Anfänger möglichst geeigneten, anschaulichen Weise entwickelt ist. Ein erheblicher Teil des Zuwachses beruht hierauf, außerdem auf einer beträchtlichen Steigerung der Figurenzahl und endlich auf einem größeren und weiteren und infolgedessen viel übersichtlicheren Druck, sowie darauf, daß der Text durchweg in ausführlichen Sätzen mit fast gänzlicher Vermeidung abkürzender Zeichen dargestellt wurde. Größere Übersichtlichkeit wurde dabei namentlich dadurch erzielt, daß auch die Beschreibung der mit kleinen Lettern dargestellten, weniger wichtigen Mineralien fast durchweg mit einer neuen Zeile beginnt. Außerdem wurden die verbreiteteren unter diesen dadurch hervorgehoben, daß ihre Namen wie bei den großgedruckten Mineralien für sich auf einer Zeile stehen. Der in dieser zweiten Auflage enthaltene Lehrstoff ist demnach keineswegs in dem Maße angeschwollen, als es die erhöhte Seitenzahl vielleicht vermuten lassen könnte. Doch ist jeder größeren Mineralgruppe eine ausführlichere Einleitung vorangestellt, was wohl ebenfalls den Überblick erleichtert und die Darstellung einheitlicher gestaltet.

Den Herren Professor C. Busz in Münster, sowie Dr. A. Schwantke und Fr. Otto Groos hier bin ich für Beihilfe bei der mühsamen Korrektur, den Herren R. Brauns in Gießen, H. Rosenbusch in Heidelberg und G. Tschermak in Wien für die Erlaubnis zur Benutzung einiger Abbildungen aus ihren bekannten Werken zum Danke verpflichtet.

Marburg, Herbst 1903.

Max Bauer.

Inhaltsübersicht.

Allgemeiner Teil.

I. Abschnitt. Krystallographie.

A. Begriff des Krystalls.

B. Begrenzungselemente.

C. Gesetze, nach denen die Begrenzungselemente der Krystalle angeordnet sind.

D. Krystallsysteme.

E. Gesetzmäßige Verwachsung der Krystalle.

F. Beschaffenheit und Ausbildung der Krystalle.

II. Abschnitt. Mineralphysik.

III. Abschnitt. Mineralchemie.

IV. Abschnitt. Vorkommen, Entstehung und Umwandlung der Mineralien.

Spezieller Teil.

Sodann folgt die Beschreibung der einzelnen Mineralspezies und zwar in der folgenden Anordnung:

Einleitung.

1. Mineralien. *Mineralogie* oder *Oryktognosie* ist derjenige Teil der Naturgeschichte, der sich mit der wissenschaftlichen Erforschung der Mineralien nach allen ihren Eigenschaften und Beziehungen beschäftigt.

Mineralien sind die homogenen, starren oder tropfbarflüssigen unorganischen Naturprodukte von bestimmter, durch eine Formel ausdrückbarer chemischer Konstitution, welche die feste Kruste der Erde und anderer Himmelskörper zusammensetzen.

Alle Mineralien sind homogen, d. h. durch und durch gleichartig, so daß ein Teilchen ganz genau ebenso beschaffen ist, wie jedes andere Teilchen desselben Stücks. Dadurch unterscheiden sich die Mineralien u. a. von gewissen in der festen Erdkruste in großer Ausdehnung und großen Quantitäten an vielen Orten in ganz gleicher Weise vorkommenden Massen, wie Granit, Gneis etc., welche als *Gebirgsarten* oder *Gesteine* nicht der Mineralogie, sondern der *Petrographie* angehören. Es sind dies Mineralgemenge, deren einzelne Bestandteile homogen sind und Gegenstände der Mineralogie bilden.

Die allermeisten Mineralien sind fest, nur Quecksilber, Wasser und Petroleum sind flüssig.

Die Mineralien sind ferner unorganisch, d. h. nicht durch den Lebensprozeß von Pflanzen und Tieren gebildet, und stehen insofern jenen organischen, aus Zellen zusammengesetzten Naturkörpern gegenüber, welche letztere oder ihre Bestandteile selbst dann nicht zu den Gegenständen der Mineralogie gehören, wenn sie im sog. fossilen oder versteinerten Zustande sich als Versteinerungen, Fossilien oder Petrefakten in der Erdkruste finden. So sind also namentlich Muschelschalen, Korallenstücke und ähnliches, sodann aber auch die im Tier- und Pflanzenkörper vielfach gebildeten Krystalle etc. vom Mineralreich ausgeschlossen. Dasselbe ist streng genommen mit den fossilen Kohlen der Fall (Stein- und Braunkohlen etc., welche überdies auch weit davon entfernt sind, homogen zu sein), mit Harzen, wie Bernstein, und mit ähnlichem, weil alle diese Körper organischen Ursprungs sind, mehr oder weniger weit vorgeschrittene Umwandlungsstadien von Pflanzenmassen verschiedener Art. Aber einem alten Gebrauch zufolge werden diese letzteren Substanzen trotzdem in der Mineralogie mit behandelt.

Nur solche Substanzen heißen Mineralien, die eine bestimmte und feste, durch eine Formel darstellbare chemische Konstitution besitzen. Es sind die in der Natur vorkommenden Elemente und deren chemische Verbindungen. Im Gegensatz hierzu gibt es eine Anzahl sonst wie Mineralien sich verhaltender Körper, glasartig erstarrte Gesteinsmassen, wie Obsidian, Pechstein etc., die aber eine schwankende Zusammensetzung haben und daher nicht zu den Mineralien zählen. Sie gehören zu den Objekten der Petrographie.

Die Mineralien, als auf vollkommen natürlichem Weg ohne Zutun des Menschen

entstandene sog. Naturprodukte, stehen den sog. Kunstprodukten der chemischen Fabriken und Laboratorien gegenüber, zu deren Entstehung der Mensch Veranlassung gegeben hat, z. B. Eisenvitriol, Alaun etc. In allen Eigenschaften der Homogeneïtät, der konstanten chemischen Zusammensetzung und der unorganischen Struktur und Entstehung stimmen diese künstlich dargestellten Körper mit den Mineralien durchaus überein, aber die Mineralien haben gerade wegen ihrer vom Menschen ganz unabhängigen Entstehung in der festen Erdkruste, welche von ihnen zum größten Teil zusammengesetzt wird, eine selbständige eigentümliche Bedeutung, und es ist daher geboten, sie als die Grundbestandteile der Erdkruste für sich und abgesondert von den künstlich dargestellten Substanzen zu betrachten.

Stücke anderer Himmelskörper gelangen zuweilen als sog. Meteoriten auf die Erde. Sie werden von Mineralien gebildet, die zum größten Teil mit irdischen völlig identisch, zum Teil allerdings auch von allen solchen verschieden, jedoch in sämtlichen wesentlichen Beziehungen mit ihnen analog sind.

2. Mineralogie. Die wissenschaftliche Untersuchung und Beschreibung der Mineralien bildet das Gebiet der *Mineralogie.* Sie hat sich mit allen Eigenschaften, mit dem Gesamtverhalten der Mineralkörper, zu beschäftigen.

Das erste, was sich hierbei darbietet, ist die *chemische Zusammensetzung.* Man muß vor allem wissen, was ein vorliegendes Mineral in stofflicher Beziehung ist, ehe man zur Erforschung weiterer Eigenschaften übergehen kann. Die *Chemie* ist also eine erste wichtige Hilfswissenschaft für die Mineralogie. Sie ermittelt auch zugleich das Verhalten der Mineralien gegen Säuren und Basen, gegen Wasser, Sauerstoff, Kohlensäure und andere Agentien, spielt bei der Frage nach der Entstehung der Mineralien eine wesentliche Rolle und dient neben den anderen Eigenschaften bei der Erkennung und Bestimmung der Mineralspecies als ein wichtiges Hilfsmittel.

Das zweite ist die Erforschung der *Krystallform,* die Kenntnis der regelmäßig polyedrischen Begrenzung, welche die meisten Mineralien zeigen, und welche einmal an sich, sodann aber auch in ihren wichtigen Beziehungen zur chemischen Zusammensetzung untersucht wird (Isomorphismus, Dimorphismus). Die *Krystallographie* ist also eine zweite wichtige Hilfswissenschaft.

Sodann sind die *physikalischen* Eigenschaften der Mineralien ins Auge zu fassen, das Verhalten derselben gegen Wärme, Elektrizität, Magnetismus, die Verhältnisse der Kohäsion, der Elastizität, der Härte u. s. w., das spezifische Gewicht und vor allem ihr Verhalten gegen das Licht, alles dies sowohl an sich, als auch in Beziehung zu der Krystallform und zu der chemischen Zusammensetzung. Diese Untersuchungen setzen als Hilfswissenschaft die *Physik* voraus.

Auf Grund der chemischen, krystallographischen und physikalischen Eigenschaften werden die Mineralien sodann in ein *System* gebracht, das eine möglichst leichte und bequeme Übersicht über das Gesamtgebiet zum Zwecke hat.

Da die Mineralien Teile der festen Erdkruste sind, so ist ferner von wesentlichstem Interesse die Kenntnis ihres Vorkommens in derselben, der Art und Weise, wie sie mit anderen Mineralien zusammen den Aufbau der Erdkruste bewirken, wie sie in ihr entstanden sind, wie sie sich unter dem Einfluß der in der Erde stets wirksamen chemischen und physikalischen Kräfte verhalten, wie sie durch diese umgeändert und häufig ganz zerstört werden und wie sie dabei zur Bildung neuer Mineralien Veranlassung geben. In diesen Fragen steht die Mineralogie zur *Geologie* in einer nahen Beziehung, so daß beide sich vielfach gegenseitig als Stütze und Ergänzung dienen. Sie ist in diesem Sinne nichts anderes als der unorganische Teil der Geologie.

Nach allem dem kann man also schließlich die *Aufgabe der Mineralogie* zusammenfassen als die Anwendung der Lehren der Chemie, Krystallographie und Physik auf die Kenntnis der Mineralien unter gleichzeitiger besonderer Berücksichtigung der Art und Weise ihres Vorkommens in der Natur, ihres Anteils an dem Aufbau der festen Erdkruste, ihrer Entstehung, ihrer Umwandlung und ihres Vergehens unter dem Einfluß der in der Erde stets wirksamen chemischen und physikalischen Kräfte.

Manchmal werden die Mineralien auch nur als die auf natürlichem Wege entstandenen chemischen Substanzen aufgefaßt. Man sieht von ihrem Vorkommen in der festen Erdkruste und von ihrer Bedeutung als Bausteine derselben gänzlich ab und betrachtet sie, im Verein mit den ja in allen wesentlichen Eigenschaften mit ihnen analogen künstlichen Substanzen der chemischen Laboratorien und Fabriken, nur hinsichtlich ihres chemischen, krystallographischen und physikalischen Verhaltens. Diese Zusammenfassung ist vom chemischen, krystallographischen und physikalischen Standpunkte aus völlig berechtigt, es ist aber nicht das, was von alters her stets als Mineralogie bezeichnet worden ist. Man hat dafür in neuerer Zeit den Namen *Anorganographie* eingeführt.

3. Literatur. Im folgenden ist eine Anzahl von selbständig erschienenen Werken angegeben, die für die Entwicklung unserer Wissenschaft von Bedeutung gewesen sind, geordnet nach den verschiedenen Zweigen der Mineralogie und weiterhin nach den Jahren ihres Erscheinens. Literaturangaben für die einzelnen speziellen Gegenstände, auch solche aus Zeitschriften, finden sich an den betreffenden Stellen im Text.

A. Lehr- und Handbücher der Mineralogie.

1794. **Widenmann.** Handbuch des oryktognostischen Theils der Mineralogie.
1801—05. **Reuss.** Lehrbuch der Mineralogie. 3 Bde.
1811—17. **Hoffmann.** Handbuch der Mineralogie (beendigt von Breithaupt). 4 Bde.
1811—24. **Steffens.** Vollständiges Handbuch der Oryktognosie. 4 Bde. u. 1 Supplement.
1820. **Jameson.** A system of mineralogy. 3 Bde. 3. Aufl.
1822. **Haüy.** Traité de minéralogie. 2. Aufl. 4 Bde.
— **Cleveland.** Treatise on mineralogy and geology. 2 Bde.

1822—24. **Mohs.** Grundriss der Mineralogie. 2 Bde.
1825. Von **Haidinger** mit Zusätzen übersetzt unter dem Titel: **Treatise of mineralogy.**
1826. **C. C. v. Leonhard.** Handbuch der Oryktognosie. 2. Aufl.
1828. **Naumann.** Lehrbuch der Mineralogie. 1 Bd. mit Atlas.
— **Hartmann.** Handwörterbuch der Mineralogie und Geologie.
1828—47. **Hausmann.** Vollständiges Handbuch der Mineralogie. 2 Theile.
1829. **Haidinger.** Anfangsgründe der Mineralogie.
1830—31. **v. Kobell.** Charakteristik der Mineralien. 2 Theile.
1830—32. **Beudant.** Traité élémentaire de minéralogie. 2. Aufl. 2 Theile.
1831. **Glocker.** Handbuch der Mineralogie. 2. Aufl.
1832. **Breithaupt.** Vollständige Charakteristik des Mineralsystems. 3. Aufl.
1834. **Allan.** Manuel of mineralogy.
1835. **Necker.** Le règne minérale. 2 Bde.
1836. **Thomson.** Outlines of mineralogy, geology and mineral analyses. 2 Bde.
1836—39. **Mohs.** Leichtfassliche Anfangsgründe der Naturgeschichte des Mineralreichs. 2. Aufl. 2 Bde. (Der 2. Bd. bearbeitet von Zippe.)
1836—47. **Breithaupt.** Vollständiges Handbuch der Mineralogie. 3 Bde.
1838. **v. Kobell.** Grundzüge der Mineralogie.
1839. **Glocker.** Grundriss der Mineralogie.
1842. **Fuchs, Joh. Nep.,** Naturgeschichte des Mineralreichs.
1843. **Hartmann.** Handbuch der Mineralogie. 2 Bde. mit Nachtrag. 1850.
1849. **Nicol.** Manuel of mineralogy.
1851. **Haidinger.** Handbuch der bestimmenden Mineralogie. 2. Aufl.
1852. **Phillips.** Elementary introduction in mineralogy. Neue (5.) Aufl. Herausgegeben von Brooke und Miller.
1852—57. **Shepard.** Treatise on mineralogy. 2. Bde. 3. Aufl.
1855. **Erdmann.** Lärobok i Mineralogien.
1856—59. **Dufrénoy.** Traité de minéralogie. 4 Bde. mit Atlas. 2. Aufl.
1858—60. **Delafosse.** Nouveau cours de minéralogie. 2 Bde. und Atlas.
1859. **Zippe.** Lehrbuch der Mineralogie mit naturhistorischer Grundlage.
1860. **G. Leonhard.** Grundzüge der Mineralogie. 2. Aufl.
— **Pfaff.** Grundriss der Mineralogie.
1862. **Girard.** Handbuch der Mineralogie.
1862—93. **Des Cloizeaux.** Traité de minéralogie. 2 Bde. Unvollständig.
1864. **Andrä.** Lehrbuch der gesammten Mineralogie.
1869. **Senft.** Lehrbuch der Mineralien- und Felsartenkunde.
1873—75. **Bombicci.** Corso di mineralogia. 2. Aufl. 2 Bde.
1874. **Blum.** Lehrbuch der Mineralogie. 4. Aufl.
1875. **Senft.** Mineralogie (Leunis, Synopsis der drei Naturreiche. 2. Aufl. 3. Bd. 1. Abthlg.; 1. Aufl. von Fr. Ad. Roemer).
1875. **Pisani.** Traité élémentaire de minéralogie.
1876. **Knop.** System der Anorganographie.
1880. **Kenngott.** Lehrbuch der Mineralogie. 5. Aufl.
1883—86. **Kenngott, v. Lasaulx** und **Rolle.** Handwörterbuch der Mineralogie, Geologie und Paläontologie. 3 Bde.
1884. **Baumhauer.** Kurzes Lehrbuch der Mineralogie.
— **Bauerman.** Textbook of descriptive mineralogy.
1889. **Hintze.** Handbuch der Mineralogie. 2 Bde. (Noch nicht vollständig.)
— **Baumhauer.** Das Reich der Krystalle.
1892. **Dana.** A system of mineralogy. 6. Aufl. Mit einem Appendix 1899.
1895. **Dana.** Minerals and how to study them.
1897. **Tschermak.** Lehrbuch der Mineralogie. 5. Aufl.

1898. **Dana.** A textbook of mineralogy. Neue Auflage.
— **Hornstein.** Kleines Lehrbuch der Mineralogie. 5. Aufl.
1899. **v. Kobell.** Lehrbuch der Mineralogie in leicht fasslicher Darstellung. 6. Aufl. bearbeitet von Oebbeke und Weinschenk.
1899. **de Lapparent.** Cours de minéralogie. 3. Aufl.
1900. **Klockmann.** Lehrbuch der Mineralogie. 2. Aufl.
— **Renard und Stöber.** Notions de minéralogie.
— **Moses und Parsons.** Elements of mineralogy, crystallography and blowpipe analysis from a practical standpoint. Neue Auflage.
— **d'Achiardi.** Guida al corso di mineralogia. (1. Theil.)
1901. **Naumann-Zirkel.** Elemente der Mineralogie. 14. Aufl.
1902. **Miers.** Mineralogy, an introduction to the scientific study of minerals.

B. Krystallographie und Physik der Mineralien.

1772. **Romé de l'Isle.** Essai de cristallographie.
1774. **A. G. Werner.** Von den äusserlichen Kennzeichen der Fossilien.
1783. **Romé de l'Isle.** Cristallographie. 4 Bde.
1822. **Haüy.** Traité de cristallographie. 2 Bde.
1823. **Neumann.** Beiträge zur Krystallonomie.
— **Kupffer.** Preisschrift über genaue Messung der Winkel der Krystalle.
1825. **Naumann.** Grundriss der Krystallographie.
1829. **Grassmann.** Zur physischen Krystallonomie und geometrischen Combinationslehre.
1830. **Naumann.** Lehrbuch der reinen und angewandten Krystallographie. 2 Bde.
1831. **Kupffer.** Handbuch der rechnenden Krystallonomie.
— **Hessel.** Krystallometrie oder Krystallonomie und Krystallographie. (Aus Gehlen's phys. Handwörterbuch, auch Ostwald's Classiker Nr. 88. 89.)
1835. **Frankenheim.** Lehre von der Cohäsion.
1839. **Miller.** A treatise on crystallography. (Uebersetzt und bearbeitet von Grailich. 1856.)
1840. **Quenstedt.** Methode der Krystallographie.
1842. **Frankenheim.** System der Krystalle.
1846. **Kenngott.** Lehrbuch der reinen Krystallographie.
1851. **Schröder.** Elemente der rechnenden Krystallographie.
1852. **Rammelsberg.** Lehrbuch der Krystallkunde.
1853. **Pfaff.** Grundriss der mathematischen Verhältnisse der Krystalle.
1854. **Naumann.** Anfangsgründe der Krystallographie. 2. Aufl.
1855. **Kenngott.** Synonymik der Krystallographie.
— **Schabus.** Bestimmung der Krystallgestalten in chemischen Laboratorien erzeugter Producte.
1856. **Grailich,** vergl. 1839 **Miller.**
— **Naumann.** Elemente der theoretischen Krystallographie.
1857. **J. Weisbach.** Das axonometrische Zeichnen.
1858. **Grailich.** Krystallographisch-optische Untersuchungen.
1861. **Karsten.** Lehrbuch der Krystallographie.
— **Des Cloizeaux.** Leçons de cristallographie.
1862. **Kopp.** Einleitung in die Krystallographie. 2. Aufl.
1863. **Miller.** A tract on crystallography (übersetzt von Jörres, 1864).
1865. **v. Kokscharow.** Vorlesungen über Mineralogie. (Allgemeiner Theil.)
1865—78. **Schrauf.** Atlas der Krystallformen des Mineralreiches. Unvollständig.
1866. **V. v. Lang.** Lehrbuch der Krystallographie.
— **Bravais.** Études cristallographiques.

1866—68. **Schrauf.** Lehrbuch der physikalischen Mineralogie. 2 Bde.
1867. **G. Werner.** Leitfaden zum Studium der Krystallographie.
— **Knop.** Molekularconstitution und Wachsthum der Krystalle.
— **Des Cloizeaux.** Nouvelles recherches sur les propriétés optiques des cristaux.
1869. **Frankenheim.** Zur Krystallkunde. I. Charakteristik der Krystalle.
1871. **Gadolin.** Mémoire sur la déduction d'un seul principe de tous les systèmes crystallographiques et de leurs subdivisions (Ostwald, Classiker Nro. 75).
1873. **Quenstedt.** Grundriss der bestimmenden und rechnenden Krystallographie.
— **G. Rose.** Elemente der Krystallographie. 3. Aufl. bearbeitet von Sadebeck.
1876. **Sadebeck.** Angewandte Krystallographie. (2. Bd. zu G. Rose, Elemente.)
— **Klein.** Einleitung in die Krystallberechnung.
1879—84. **Mallard.** Traité de cristallographie géometrique et physique. 2 Bde.
— **Sohnke.** Entwickelung einer Theorie der Krystallstructur.
1881. **Liebisch.** Geometrische Krystallographie.
— **Bauerman.** Textbook of systematic mineralogy.
1883. **Rammelsberg.** Elemente der Krystallographie für Chemiker.
— **Brezina.** Methodik der Krystallbestimmung.
1886. **Henrich.** Lehrbuch der Krystallberechnung.
— **Websky.** Anwendung der Linearprojection zur Berechnung der Krystalle. (3. Bd. zu G. Rose, Elemente 1873).
1886—91. **Goldschmidt.** Index der Krystallformen des Mineralreichs. 3 Bde.
1887. **Krejči.** Elemente der mathematischen Krystallographie.
— **Goldschmidt.** Krystallographische Projectionsbilder.
1888. **Wyrouboff.** Manuel pratique de cristallographie.
1888—89. **Lehmann.** Molekularphysik. 2 Bde.
1890. **Williams.** Elements of crystallography.
1891. **Liebisch.** Physikalische Krystallographie.
— **Schönfliess.** Krystallsysteme und Krystallstructur.
1893. **Hecht.** Anleitung zur Krystallberechnung.
— **Soret.** Elements de cristallographie physique.
— **Friedel.** Cours de minéralogie. I. Mineralogie générale.
1895. **Groth.** Physikalische Krystallographie. 3. Aufl.
— **Nies.** Allgemeine Krystallbeschreibung auf Grund einer vereinfachten Methode des Krystallzeichnens.
— **Story-Maskelyne.** Crystallography, a treatise on the morphology of crystals.
1896. **Linck.** Grundriss der Krystallographie.
— **Voigt.** Die fundamentalen physikalischen Eigenschaften der Krystalle.
— **Liebisch.** Grundriss der physikalischen Krystallographie.
1897. **Goldschmidt.** Krystallographische Winkeltabellen.
1899. **Lewis.** A treatise on crystallography.
— **Moses.** The characters of crystals.
— **Leiss.** Die optischen Instrumente der Firma R. Fuess.
1900. **Rinne.** Das Mikroskop im chemischen Laboratorium.
1902. **Bruhns.** Elemente der Krystallographie.

C. Mikroskopisches Verhalten der Mineralien.

1868. **Fischer.** Chronologische Uebersicht über die Einführung des Mikroskops in die Mineralogie.
1869—75. **Fischer.** Kritische mikroskopisch-mineralogische Studien mit 2 Fortsetzungen.
1873. **Zirkel.** Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine.
1876. **Dölter.** Die Bestimmung der petrographisch wichtigeren Mineralien durch das Mikroskop.

1879. **Fouqué** und **Michel-Lévy.** Minéralogie micrographique.
1881. **Zirkel.** Die Einführung des Mikroskops in das mineralogisch-geologische Studium.
1881—83. **Cohen.** Sammlung von Mikrophotographien zur Veranschaulichung der mikroskopischen Structur der Mineralien und Gesteine (später eine dritte, unveränderte Ausgabe).
1883. **Tschermak.** Die mikroskopische Beschaffenheit der Meteoriten.
1885. **Hussak.** Anleitung zur Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien.
1888. **Rosenbusch.** Hülfstabellen zur mikroskopischen Mineralbestimmung.
— **Michel-Lévy** und **Lacroix.** Les minéraux des roches.
1889. „ „ „ Tableau des minéraux des roches.
1892—96. **Rosenbusch.** Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. 2 Bde. 3. Aufl.
1893—94. **Zirkel.** Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl.
1900. **Luquer.** Minerals in rock sections.
— **Schröder van der Kolk.** Tabellen zur mikroskopischen Bestimmung der Mineralien nach ihren Brechungscoefficienten.
1901. **Weinschenk.** Anleitung zum Gebrauch des Polarisationsmikroskops.
— „ Die gesteinsbildenden Mineralien.

D. Chemische Verhältnisse der Mineralien.

(Vergl. auch die speziellen chemischen Werke von Berzelius, Fresenius, H. Rose, Wöhler, Claus, Rammelsberg, de Koninck etc., sowie betreffs des Lötrohrverhaltens etc. Abt. F. dieses Abschnittes.)

1795—1805. **Klaproth.** Beiträge zur chemischen Kenntniss der Mineralkörper. 6 Bde.
1808—16. **John.** Chemische Untersuchung der Mineralkörper.
1822. **Stromeyer.** Untersuchungen über die Mischung der Mineralkörper.
1841—53. **Rammelsberg.** Handwörterbuch des chemischen Theils der Mineralogie mit 5 Supplementen.
1843. **Delesse.** Thèse sur l'emploi de l'analyse chimique dans les recherches de minéralogie.
1854. **Volger.** Studien zur Entwickelungsgeschichte der Mineralien.
1861. **Wöhler.** Die Mineralanalyse in Beispielen.
1863—66. **Bischof.** Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. 2. Aufl. mit einem Supplement 1871. (1. Aufl. 1847—54.)
1873. **Knop.** Studien über Stoffwandlungen im Mineralreich.
1875. **Rammelsberg.** Handbuch der Mineralchemie. 2. Aufl. Mit 2 Ergänzungsheften 1886 und 1895.
1875. **Haushofer.** Die Constitution der natürlichen Silicate nach den neuesten Ansichten der Chemie.
1879—90. **Roth.** Allgemeine und chemische Geologie. 3 Bde.
1886. **Rammelsberg.** Die chemische Natur der Mineralien.
1888. **Fock.** Einleitung in die chemische Krystallographie.
1890. **Dölter.** Allgemeine chemische Mineralogie.
1893. **Arzruni.** Physikalische Chemie der Krystalle. (Aus Graham-Otto, Lehrb. d. Chemie. 1. Bd. 3. Abschnitt.)
— **Ostwald.** Grundriss der allgemeinen Chemie.
1896. **Brauns.** Chemische Mineralogie.
1897. **Clarke and Hillebrand.** Analyses of rocks and analytical methods. Deutsch von Zschimmer unter dem Titel: Praktische Anleitung zur Analyse der Silicatgesteine 1899.
1900. **Hillebrand.** Some principles and methods of rock analysis.

1900. **Ostwald.** Lehrbuch der allgemeinen Chemie. 3 Bde.
— **van t'Hoff.** Vorlesungen über theoretische und physikalische Chemie. 2. Aufl.

E. Künstliche Nachbildung (Synthese) der Mineralien.

1850—59. **Hausmann.** Beiträge zur metallurgischen Krystallkunde.
1857. **Gurlt.** Uebersicht der pyrogeneten künstlichen Mineralien.
1858. **C. C. v. Leonhard.** Hüttenerzeugnisse und andere auf künstlichem Wege gebildete Mineralien als Stützpunkte geologischer Hypothesen.
1872. **Fuchs.** Die künstlich dargestellten Mineralien.
1879. **Daubrée.** Études synthétiques de géologie expérimentale. (Deutsch von Gurlt 1880.)
1882. **Fouqué** und **Michel-Lévy.** Synthèse des minéraux et des roches.
1884. **Bourgeois.** Reproduction artificielle des minéraux.
1891. **Meunier.** Les méthodes de synthèse en minéralogie.
1892. **Vogt.** Beiträge zur Kenntniss der Gesetze der Mineralbildung in Schmelzmassen und in den neovulkanischen Ergussgesteinen.

F. Untersuchung und Bestimmung der Mineralien.

(Siehe zum Teil auch D.)

1844. **Berzelius.** Die Anwendung des Löthrohrs, deutsch von *H.* Rose. 4. Aufl.
1848. **Zimmermann.** Handbuch zum Bestimmen der Mineralien.
1857. **Scheerer.** Löthrohrbuch. 2. Aufl.
1862. **Kerl.** Leitfaden zu qualitativen u. quantitativen Löthrohruntersuchungen. 2. Aufl.
1864. **Fischer.** Clavis der Silicate.
1866. **Blum.** Die Mineralien, nach den Krystallsystemen geordnet.
1872. **Birnbaum.** Löthrohrbuch.
1874. **Helmhacker.** Tafeln zur Bestimmung häufig vorkommender Mineralien.
— **Senft.** Analytische Tabellen zur Bestimmung der Mineralien.
1875. **Hirschwald.** Löthrohrtabellen.
1877. **Boricky.** Elemente einer neuen chemisch-mineralogischen Gesteinsuntersuchung.
1879. **Laube.** Hülfstafeln zur Bestimmung der Mineralien. 2. Aufl.
1880. **Bunsen.** Flammenreactionen.
— **Chapman.** Blowpipe practice.
1881. **Landauer.** Die Löthrohranalyse. 2. Aufl.
— **Behrens.** Mikrochemische Methoden zur Mineralanalyse.
1882. **Cornwall.** Manuel of blowpipe-analysis.
1885. **Haushofer.** Mikroskopische Reactionen.
1886. **Klement** und **Renard.** Réactions microchimiques.
1889. **Ross.** Das Löthrohr in der Chemie und Mineralogie. 2. Aufl. Uebersetzt von Kosmann.
1891. **Hirschwald.** Anleitung zur systematischen Löthrohranalyse.
1892. **Haushofer.** Leitfaden der Mineralbestimmung.
— **Endlich.** Manuel of qualitative blowpipe-analysis.
1896. **Cohen.** Zusammenstellung petrographischer Untersuchungsmethoden nebst Angabe der Litteratur.
1897. **Plattner.** Probierkunst mit dem Löthrohr. 6. Aufl. bearbeitet von Kolbeck.
1898. **C. W. C. Fuchs.** Anleitung zum Bestimmen der Mineralien. 4. Aufl. Bearbeitet von Brauns.
— **Brush.** Manuel of determinative mineralogy. 15. Aufl. Bearbeitet von Penfield.
1899. **Behrens.** Anleitung zur mikrochemischen Analyse. 2. Aufl.
1900. **A. Weisbach.** Tabellen zur Bestimmung der Mineralien nach äusseren Kennzeichen. 5. Aufl.

1900. **Moses und Parsons.** Siehe bei A.
1901. **v. Kobell.** Tafeln zur Bestimmung der Mineralien mittelst einfacher chemischer Versuche. 14. Aufl. von Oebbeke.

G. Vorkommen der Mineralien.

1805—09. **C. C. v. Leonhard.** Handbuch einer allgemeinen topographischen Mineralogie.
1810—19. **Héron de Villefosse.** De la richesse minérale. 3 Bde. und Atlas.
1814. **Ullmann.** Systematisch-tabellarische Uebersicht der chemisch-einfachen Fossilien.
1825. **Monticelli e Covelli.** Prodromo della mineralogia vesuviana.
1826. **Hisinger.** Versuch einer mineralogischen Geographie von Schweden. Deutsch von Wöhler nach der Handschrift zur 2. Aufl.
1837—42. **G. Rose.** Mineralogisch-geognostische Reise nach dem Ural etc. 2 Bde.
1842. **L. C. Beck.** Report of the mineralogy of the State of New-York.
1843. **G. Leonhard.** Handwörterbuch der topographischen Mineralogie.
1849. **Breithaupt.** Die Paragenesis der Mineralien.
1853. **Sartorius von Waltershausen.** Die vulkanischen Gesteine von Sicilien und Island.
1853—92. **v. Kokscharow.** Materialien zur Mineralogie Russlands. 10 Bde. u. 1 Atlas.
1855—56. **Burat.** Traité du gisement et de l'exploitation des minéraux utiles. 2 Bde. 3. Aufl.
1855. **Haidinger.** Geologische Uebersicht der Bergbaue der Oesterreichischen Monarchie.
1856. **Sella.** Studi sulla mineralogia sarda.
1857. **J. Roth.** Der Vesuv und die Umgebung von Neapel.
— **Vogl.** Gangverhältnisse und Mineralreichthum Joachimsthals.
1858. **Greg and Lettsom.** Manuel of the mineralogy of Great Britain and Ireland.
1858—93. **v. Zepharovich.** Mineralogisches Lexikon des Kaiserthums Oesterreich. 3 Bde. (3. Bd. von F. Becke.)
1859—61. **v. Cotta.** Die Lehre von den Erzlagerstätten.
1863. **Fiedler.** Die Mineralien Schlesiens.
— **A. Nordenskiöld.** Beskrifning öfver de i Finland funna mineralier. 2. Aufl.
1866. **Kenngott.** Mineralien der Schweiz.
1868. **Daubrée.** Substances minérales. Extrait des rapports du Jury international de l'exposition universelle de 1867.
— **Senft.** Die krystallinischen Erdgemengtheile nach ihren mineralischen Eigenschaften.
1869. **Grimm.** Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien.
1870. **Landgrebe.** Mineralogie der Vulkane.
— **Höfer.** Die Mineralien Kärntens.
1873. **v. Dechen.** Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche.
— **d'Achiardi.** Mineralogia della Toscana. 2 Bde.
1874. **Frenzel.** Mineralogisches Lexikon für das Königreich Sachsen.
1875. **Genth.** Report on the mineralogy of Pensylvania. Mit Nachtrag 1876.
— **Gonnard.** Minéralogie du département du Puy-de-Dôme.
— **How.** Mineralogy of Nova Scotia.
1876. **G. Leonhard.** Diė Mineralien Badens nach ihrem Vorkommen. 3. Aufl.
1878. **Fugger.** Die Mineralien des Erzherzogthums Salzburg.
— **Giesecke.** Mineralogische Reise nach Grönland (ed. Johnstrup).
— **Raimondi.** Minéraux du Pérou. Aus dem Spanischen von Martinet.
1879. **v. Groddeck.** Die Lehre von den Lagerstätten der Erze.

1879. **Domeyko.** Mineralojia (besonders die Mineralien von Chile, Bolivia,. Peru und Argentinien behandelnd). 3. Aufl. Suppl. 1871.
— **Brakebusch.** Las Especies minerales de la Republica argentina.
1880. **Wenkenbach.** Uebersicht über die in Nassau aufgefundenen einfachen Mineralien.
1881. **Ball.** Manuel of the geology of India. Part III. Economic geology.
1882. **Liversidge.** The minerals of New South-Wales. 2. Aufl.
1884. **Brunlechner.** Die Minerale des Herzogthums Kärnten.
1885. **Hatle.** Die Mineralien des Herzogthums Steiermark.
1886. **Selwyn.** Descriptive Catalogue of a collection of the economic minerals of Canada.
1887. **Mallet.** A manuel of the geology of India. Part IV. Mineralogy (mainly non-economic).
1888. **Traube.** Die Minerale Schlesiens.
1890. **Brögger.** Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite.
1891. **Genth.** The minerals of North-Carolina.
1893—1902. **Lacroix.** Minéralogie de la France et de ses colonies. 2 Bde. Noch unvollendet.
1894. **Cohen.** Meteoritenkunde. 1. Heft. Untersuchungsmethoden und Charakteristik der Bestandtheile.
— **Greim.** Die Mineralien des Grossherzogthums Hessen.
1896. **Luedecke.** Die Minerale des Harzes.
1900. **R. Beck.** Lehre von den Erzlagerstätten.
1901. **Heddle.** The mineralogy of Scotland, herausgegeben von Goodchild. 2 Bde.
1902. **Tenne und Calderon.** Die Mineralfundstätten der iberischen Halbinsel.
(Siehe außerdem die verschiedenen Werke über Petrographie von Zirkel, Rosenbusch, Kalkowsky, v. Lasaulx u. a.)

H. Sammelwerke, Zeitschriften etc.

1806—18. **Hisinger** und **Berzelius.** Afhandlingar i Fisik, Kemi och Mineralogi. 6 Bde.
1807—24. **C. C. v. Leonhard.** Taschenbuch für die gesammte Mineralogie. 18 Bde.
1811—33. **Schweigger.** Journal für Physik und Chemie. 69 Bde.
1829—55. **Karsten** und **v. Dechen.** Archiv für Mineralogie, Geognosie etc. 26 Bde.
1849. **Kenngott.** Mineralogische Untersuchungen.
1853—92. **v. Kokscharow.** Siehe unter G.
1853. **v. Kobell.** Die Mineralnamen und die mineralogische Nomenclatur.
1854—75. **Hessenberg.** Mineralogische Notizen. 12 Hefte. In den Abhandlungen der Senckenbergischen Gesellschaft von Bd. 1—10.
1865—78. **Schrauf.** Atlas der Krystallformen des Mineralreichs. (Unvollständig.)
1866. **Breithaupt.** Mineralogische Studien.
1867. **Des Cloizeaux.** Nouvelles recherches sur les propriétés optiques des cristaux.

Zeitschriften, in welchen gegenwärtig mineralogische Arbeiten publiziert werden, sind u. a.:

Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie von Bauer, Koken und Liebisch, gegründet von Leonhard und Bronn, seit 1830.
Mineralogische und petrographische Mittheilungen von Tschermak, seit 1871; fortgesetzt von Becke.
Zeitschrift für Krystallographie und Mineralogie von Groth, seit 1877.
Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, seit 1849.

Annalen der Physik und Chemie (früher von Wiedemann, Poggendorff und von Gilbert), seit 1799.
Zeitschrift für praktische Geologie, seit 1893.
Berg- und hüttenmännische Zeitung, seit 1842.
Verhandlungen der russisch-kaiserlichen mineralogischen Gesellschaft zu St. Petersburg.
Annales de chimie et de physique, seit 1816.
Bulletin de la société minéralogique de France, seit 1878; von 1886 ab unter dem Titel: Bulletin de la société française de minéralogie.
Bulletin de la société géologique de France, seit 1836.
Annales des mines, seit 1816.
The mineralogical magazine, seit 1877.
American Journal of science and arts von Silliman, seit 1818.

(Außerdem kommen mineralogische Arbeiten in den zahlreichen Schriften der Akademien und naturwissenschaftlichen Vereine etc. aller Länder zur Veröffentlichung, sowie vereinzelt in fast sämtlichen der Chemie und Physik gewidmeten Zeitschriften.)

J. Jahresberichte über den Stand und den Fortschritt der Wissenschaft.

1822—48. **Berzelius.** Jahresbericht über die Fortschritte der physischen Wissenschaften. Deutsch von Gmelin.
1835—37. **Glocker.** Mineralogische Jahreshefte. 5 Bde.
1845. **Haidinger.** Uebersicht der Resultate mineralogischer Forschungen im Jahr 1843.
1852—68. **Kenngott.** Uebersicht der Resultate mineralogischer Forschungen in den Jahren 1844—1865. 17 Theile.
1847—. **Liebig** und **Kopp.** Jahresbericht über die Fortschritte der reinen etc. Chemie, Physik, Mineralogie und Geologie, nebst Fortsetzungen, welche unter verschiedenen Herausgebern bis heutzutage erscheinen; berücksichtigt neuerer Zeit die Mineralogie nicht mehr.

K. Übersichten über das System.

1808. **Karsten.** Mineralogische Tabellen. 2. Aufl.
1809. **Haüy.** Tableau comparatif des résultats de la cristallographie et de l'analyse chimique.
1817. **A. G. Werner.** Letztes Mineralsystem (in Hoffmann, Handbuch der Mineralogie 1811—17, Bd. IV).
1830. **Breithaupt.** Uebersicht des Mineralsystems.
1847. **Berzelius'** neues chemisches Mineralsystem nebst einer Zusammenstellung seiner älteren hierauf bezüglichen Arbeiten, herausgegeben von C. Rammelsberg.
— **Glocker.** Generum et specierum mineralium etc. synopsis.
— **Hörnes.** Uebersichtliche Darstellung des Mohs'schen Systems.
1849. **Nordenskiöld.** Ueber das atomistisch-chemische Mineralsystem.
1852. **G. Rose.** Das krystallo-chemische Mineralsystem.
1853—54. **Kenngott.** Das Mohs'sche Mineralsystem mit Supplement.
1860. **Hermann.** Heteromeres Mineralsystem. 2. Aufl.
1886. **Toula.** Mineralogische und petrographische Tabellen.
1897. **A. Weisbach.** Synopsis mineralogica. 3. Aufl.
1898. **Groth.** Tabellarische Uebersicht der Mineralien. 4. Aufl.
1899. **A. Weisbach.** Characteres mineralogici. 2. Aufl.

L. Beschreibung von Mineraliensammlungen.

1804. **Mohs.** Des Herrn J. F. van der Null's Mineraliencabinet.
1817. **Bournon.** Catalogne de la collection minéralogique spéciale du Roi (Paris).
1834. **Kayser.** Beschreibung der Mineraliensammlung des Medicinalraths Bergemann in Berlin.
1837. **Lévy.** Déscription d'une collection de minéraux formée par M. Heuland.
1843. **Haidinger.** Bericht über die Mineraliensammlung der k. k. Hofkammer.
1878. **Groth.** Die Mineraliensammlung der Kaiser-Wilhelms-Universität Strassburg.
1885. **Hirschwald.** Das mineralogische Museum der k. technischen Hochschule Berlin.
1899. **Vischniakoff.** Allgemeine Beschreibung der Mineraliensammlung von Rudolf Hermann (Moskau).

M. Praktische Benutzung der Mineralien (Lithurgik etc.).

1803. **Leonhardi.** Oekonomische und technische Naturgeschichte des Mineralreichs.
1803—04. **Schmieder.** Versuch einer Lithurgik oder ökonomischen Mineralogie. 2 Bde.
1805. **Völker.** Handbuch der ökonomisch-technischen Mineralogie. 2 Bde.
1821. **Brard.** Minéralogie appliquée aux arts. 3 Bde.
1822. **Blumhof.** Lehrbuch der Lithurgik.
1826. **Naumann.** Entwurf der Lithurgik.
1829. **Walchner.** Handbuch der Mineralogie in technischer Beziehung. 2 Bde.
1833. **Caire.** La science des pierres précieuses appliquée aux arts. 2. Aufl.
1840. **Blum.** Lithurgik.
1843. **Chapman.** Practical mineralogy.
1856. **Burat.** Traité du gisement et de l'exploitation des minéraux utiles.
1858. **Barbot.** Traité complet des pierres précieuses.
1860. **Kluge.** Edelsteinkunde.
1864. **Burat.** Minéralogie appliquée.
1867. **King.** The natural history of precious stones etc.
1868. **Schrauf.** Handbuch der Edelsteinkunde.
1870. **Rambosson,** Les pierres précieuses.
1881. **Jannettaz, Vanderheym etc.** Diamant et pierres précieuses.
1885. **Jagnaux.** Traité de minéralogie appliquée aux arts etc.
1887. **Blum.** Taschenbuch der Edelsteinkunde. 3. Aufl.
— **Groth.** Grundriss der Edelsteinkunde.
1890. **Kunz.** Gems and precious stones of North-America.
1893. **Dölter.** Edelsteinkunde.
— **Malaise.** Manuel de minéralogie pratique. 3. Aufl.
1896. **Bauer.** Edelsteinkunde.
1897. **Barringer.** A description of minerals of commercial value.
1899. **Gürich.** Das Mineralreich.
— **Streeter.** Precious stones and gems. 6. Aufl.
1900. **Charpentier.** Geologie et minéralogie appliquées; les minéraux utiles et leurs gisements.

N. Geschichte der Mineralogie.

1825. **Marx.** Geschichte der Krystallkunde.
1839. **Whewell.** Geschichte der inductiven Wissenschaften. (Deutsch von Littrow.)
1861. **Lenz.** Die Mineralogie der alten Griechen und Römer.
1865. **v. Kobell.** Geschichte der Mineralogie.

Allgemeiner Teil.

I. Abschnitt.

Krystallographie.

Die Krystallographie umfaßt die Gesetzmäßigkeiten, welche die regelmäßig polyedrische Begrenzung der krystallisierten Körper beherrschen. Sie sind bei natürlich gebildeten Substanzen dieser Art (Mineralien) und bei künstlichen genau dieselben.

A. Begriff des Krystalls.

1. Krystallisiert, amorph. Die allermeisten homogenen Substanzen von bestimmter chemischer Konstitution besitzen die Eigenschaft, bei ihrer Entstehung und Festwerdung lediglich durch die ihnen von Natur innewohnenden Kräfte ohne alles äußere Zutun eine regelmäßig ebenflächige, polyedrische Begrenzung anzunehmen, wie z. B. der Quarz, Feldspat, Alaun etc., während andere nie etwas solches wahrnehmen lassen, wie z. B. Glas, Opal etc. Die ersteren Substanzen nannte man *krystallisiert*, die letzteren *amorph*. (Joh. Nep. Fuchs, Amorphismus im Gegensatze zu Krystallisation. Schweiggers Journal 47. 1833 u. Pogg. Ann. 31. 1834. 577.)

Der Unterschied zwischen dem krystallisierten und amorphen Zustande haftet aber, wie man später gefunden hat, nicht bloß an der Gestaltung der Oberfläche, sondern er ist ein tiefgehender, das Gesamtverhalten der Substanz umfassender, und auch in den inneren physikalischen Eigenschaften der Körper begründeter, so daß es nach diesen letzteren möglich ist, einen krystallisierten Körper auch dann von einem amorphen zu unterscheiden, wenn der erstere seine regelmäßige Begrenzung, z. B. infolge von mechanischer Entfernung der äußeren Schicht, nicht erkennen läßt.

Man findet nämlich bei der Untersuchung *amorpher* homogener Substanzen, daß dieselben nach allen Richtungen sich physikalisch

vollkommen gleich verhalten, und daß ganz besonders alle diejenigen physikalischen Eigenschaften, welche mit der Kohäsion zusammenhängen, in ihnen nach allen Richtungen vollkommen gleich sind. Namentlich ist dies mit der Elastizität, gemessen durch den Elastizitätskoeffizienten, der Fall. Diesen letzteren findet man an einem amorphen Körper stets gleich, man mag das zur Messung dienende Stäbchen aus demselben herausschneiden, in welcher Richtung man will. Er ist von der Richtung völlig unabhängig.

Dem gegenüber sind die *krystallisierten* Körper dadurch charakterisiert, daß in ihnen die physikalischen Eigenschaften sich im allgemeinen mit der Richtung ändern. Dies ist bei allen Krystallen ohne Ausnahme besonders mit der Kohäsion und den damit zusammenhängenden Eigenschaften der Fall. In den meisten Krystallen sind so große Kohäsionsunterschiede vorhanden, daß sie sich in gewissen Richtungen besonders geringer Kohärenz leicht nach ganz ebenen Flächen zerspalten lassen (194), während dies in anderen Richtungen, wo die kleinsten Teilchen fester zusammenhalten, nicht möglich ist. Die Existenz solcher Flächen besonders geringer Kohäsion, also besonders leichter Trennung der kleinsten Teilchen, sog. Spaltungsflächen oder Blätterbrüche, ist ein sicheres Kennzeichen für Krystallisation. Sie finden sich nie an amorphen Körpern, allerdings auch nicht an allen krystallisierten gleich deutlich.

Besonders wichtig ist aber auch hier wie bei den amorphen Körpern die Elastizität, weil man diese nach allen Richtungen hin besonders genau untersuchen kann. Man findet, daß in jedem krystallisierten Körper zwar in allen parallelen Lagen der Elastizitätskoeffizient stets derselbe ist, daß er aber in abweichenden Richtungen im allgemeinen einen anderen Wert besitzt, daß er sich also mit der Richtung ändert. Damit ist nicht gesagt, daß in jeder anderen Richtung ausnahmslos auch ein anderer Elastizitätskoeffizient erhalten wird, im Gegenteil gibt es in den meisten Krystallen mehrere Richtungen gleicher Elastizität, aber jede Richtung verhält sich in Bezug auf die Elastizität stets anders als alle unmittelbar benachbarten (192).

Danach kann man amorphe und krystallisierte Mineralien folgendermaßen definieren:

Amorphe Substanzen sind solche, bei denen die physikalische Beschaffenheit, besonders die Kohäsion und alle damit in Zusammenhang stehenden physikalischen Eigenschaften nach allen Richtungen gleich, also von der Richtung unabhängig sind. Keine Richtung ist von den anderen irgendwie physikalisch verschieden.

Krystallisierte Substanzen sind diejenigen homogenen festen Körper, bei denen das physikalische Gesamtverhalten, vor allem die Kohäsion und alle damit zusammenhängenden Eigenschaften, besonders die

Elastizität, sich mit der Richtung stetig ändern, sofern diese Änderung nicht durch äußere Einflüsse hervorgebracht ist, sondern dem Wesen der Substanz entspricht.

Verschiedene Elastizität etc. in verschiedenen Richtungen haben z. B. auch Holz, Elfenbein und andere ähnliche Körper. Diese sind aber nicht homogen, fallen also nicht unter die obige Definition. Ebensowenig fallen darunter gepreßte oder gekühlte Gläser und ähnliche Substanzen, die zwar homogen sind, bei denen aber die Verschiedenheit der Elastizität in verschiedenen Richtungen durch äußere Einflüsse, wie Pressung, rasche Kühlung etc. hervorgebracht worden ist, während Glas wie alle anderen amorphen Körper im ungepreßten etc., also im natürlichen Zustande, nach allen Richtungen dieselbe Elastizität zeigt, im Gegensatz beispielsweise zum krystallisierten Quarz, der im vollkommen normalen natürlichen Zustande jene Unterschiede erkennen läßt, und der vielleicht durch äußere Einflüsse, wie Pressung, in einen Zustand der allseitigen Gleichheit der Elastizität künstlich versetzt werden könnte, ohne daß er deshalb aufhörte, ein krystallisierter Körper zu sein.

Einzelne physikalische Eigenschaften sind allerdings in gewissen Krystallen nach allen Richtungen die gleichen. So pflanzt sich z. B. das Licht in allen Krystallen des regulären Systems allseitig mit der nämlichen Geschwindigkeit fort. Bei dem Unterschied zwischen krystallisierten und amorphen Substanzen handelt es sich aber nicht um *einzelne* physikalische Eigenschaften, sondern um *alle* zusammen, um das physikalische *Gesamtverhalten*.

5. Individuum. Ist eine zusammenhängende Masse eines krystallisierten Minerals so beschaffen, daß die von allen Punkten o (Fig. 1) (und zwar nicht nur in einer Ebene) ausgehenden parallelen Richtungen $a^1 a_1$, $a^2 a_2$, $a^3 a_3$ .....; ferner: $b_1 b_1$, $b_2 b_2$, $b_3 b_3$ .....; etc. sich untereinander auf ihrer ganzen Erstreckung durch die Masse hindurch in jeder Beziehung physikalisch gleich verhalten, dann ist diese Masse einheitlich gebaut; sie bildet ein *Individuum*, einen nicht nur chemisch, sondern auch physikalisch homogenen, durchaus gleichartig beschaffenen Körper. Wenn man dagegen durch eine solche Masse hindurch Richtungen legen kann, welche nicht auf ihrer ganzen Erstreckung von einem Ende bis zum anderen physikalisch gleich sind, sondern nur bis zu einem gewissen Punkt, z. B. auf der Strecke ab oder cd bis zu b oder d (Fig. 2), von wo ab sie dann in ihrer Fortsetzung, also auf der Strecke bb_1 und dd_1', eine andere physikalische Beschaffenheit annehmen, so daß man sich in b in die Richtung bb_1', und in d in die Richtung dd_1 herumdrehen muß, um die erste Beschaffenheit in den Richtungen ab resp. cd wiederzufinden, wie dies die gleich resp. verschieden gezeichneten Linien andeuten, dann ist diese Masse nicht einheitlich gebaut, sondern ein aus zwei (oder mehreren) verschieden orientierten Individuen verwachsenes Aggregat. Die Individuen stoßen stets nach einer ganz scharfen Grenzfläche mn

Fig. 1. Fig. 2.

zusammen, welche von allen den Punkten b, d etc. gebildet wird, in welchen die physikalische Beschaffenheit der hindurchgelegten geraden Richtungen sich ändert. Ein solches Aggregat gleicher Individuen, d. h. Individuen derselben Substanz, aber von verschiedener Orientierung, ist dann zwar noch chemisch, aber nicht mehr physikalisch homogen.

Wie lineare Richtungen verhalten sich auch Ebenen, die man durch die Masse hindurchlegt. So gehen Blätterbrüche (Spaltungsflächen) durch ein Mineralindividuum, z. B. von Kalkspat, vollkommen gleichmäßig und ununterbrochen von einem Ende bis zum anderen hindurch; dagegen gehen sie bei einer aus zwei oder mehr Individuen verwachsenen Masse nur bis zur Grenze zweier Individuen in einer bestimmten Richtung, von dort an aber in den anstoßenden Individuen in einer anderen Richtung weiter, während sie in der ursprünglichen Richtung genau an der Grenze aufhören. Hieran lassen sich häufig einzelne Individuen von Verwachsungen mehrerer Individuen (Aggregaten) leicht unterscheiden.

Zwei getrennte Individuen derselben Substanz, welche so liegen, daß die Richtungen im einen allen parallelen Richtungen im anderen Individuum physikalisch in jeder Hinsicht gleich sind, heißen *parallel*, sie befinden sich in *Parallelstellung*. Individuen, welche so stehen, daß die Richtungen im einen von parallelen Richtungen im anderen, wenn auch nur zum Teil, physikalisch verschieden sind, sind nicht parallel, sie sind *verschieden orientiert*.

6. Krystall, derb. Ein krystallisierter Körper, welcher nach außen durch eine regelmäßige und ebenflächige polyedrische Begrenzung abgeschlossen wird, heißt ein *Krystall*, sofern diese äußere Begrenzung sogleich *ursprünglich* bei der Festwerdung des Körpers und zwar lediglich durch die inneren Kräfte desselben und ohne Beeinflussung von außen sich gebildet hat, und somit der Substanz desselben *wesentlich* ist. Krystallisierte Massen, welche eine solche regelmäßige Begrenzung nicht besitzen, heißen *krystallinisch* oder *derb*. Sie unterscheiden sich bezüglich der inneren Beschaffenheit in nichts von den Krystallen, nur fehlt ihnen die regelmäßige äußere Begrenzung. Wie die Krystalle bilden auch sie Individuen (5). Aus mehreren derben Individuen verwachsene Mineralmassen heißen *krystallinische* oder *derbe Aggregate*. Durch die Verwachsung mehrerer Krystalle entsteht eine *Krystallgruppe*.

Zu dieser Definition des Begriffs Krystall ist folgendes zu bemerken:

Aus vielen krystallisierten Substanzen lassen sich, wenn in ihnen nach mindestens drei geeigneten Richtungen leichte Spaltbarkeit herrscht (4. 194), ringsum ebenflächig begrenzte Stücke herausspalten. Die Spaltbarkeit ist im Wesen der Substanz begründet, sie verhält sich in allen Stücken derselben Substanz völlig gleich, die einzelnen Spaltungsflächen sind stets in derselben Zahl vorhanden und machen stets dieselben Winkel miteinander, wenn man sie an verschiedenen Stücken derselben Substanz darstellt; sie sind aber nicht ursprünglich, sondern erst nachträglich hergestellt. Solche regelmäßig polyedrischen Stücke sind also keine echten Krystalle, trotzdem ihre Form auf den inneren Kräften der Substanz beruht und ihr daher

wesentlich ist. Man nennt sie *Spaltungsstücke*. Solche lassen sich z. B. in ausgezeichneter Weise am Kalkspat herstellen (194).

Ebensowenig liegen echte Krystalle vor, wenn eine Substanz durch irgend einen äußeren Umstand eine regelmäßige Form erhält, welche für die Krystalle einer anderen Substanz charakteristisch ist, wenn z. B. ein Krystall einer Substanz eine so langsame und allmähliche chemische Umwandlung erlitt, daß zwar die ursprüngliche Substanz einer anderen Platz machte, aber unter völliger Erhaltung der ursprünglichen Form. In diesem Fall ist die Krystallform zwar ursprünglich, jedoch nicht durch die inneren Kohäsionskräfte der Substanz dieser aufgeprägt, sondern mehr durch Zufall entstanden, sie ist der Substanz nicht wesentlich. Derartige häufig vorkommende krystallähnliche Bildungen heißen *Afterkrystalle* oder *Pseudomorphosen* (311).

Ein von regelmäßigen, den genannten Anforderungen entsprechenden Flächen begrenztes Individuum wird ein *einfacher Krystall* genannt (im Gegensatz zu den Zwillingen (155 ff.); einfache Krystalle sind nicht zu verwechseln mit einfachen Krystallformen (9)).

B. Begrenzungselemente.

Die Flächen, Kanten und Ecken, welche die Krystalle umschließen, heißen die Begrenzungselemente derselben. Ist ihre Anzahl an einem Krystalle beziehungsweise $= F$, K und E, so besteht die Beziehung: $F + E = K + 2$.

a. Flächen.

7. Flächenparallelismus. Die Flächen, welche die Krystalle begrenzen, treten nicht einzeln, sondern stets paarweise in der Art auf, daß zu jeder Fläche eine zweite ihr parallele vorhanden ist. Diese zwei Flächen gehören notwendig zusammen, so daß man streng genommen nicht von Krystallflächen, sondern von Flächenpaaren zu reden hätte. Wenn von einer Fläche gesprochen wird, so ist im allgemeinen die ihr parallele Gegenfläche mit verstanden.

Ausnahmen von der Erscheinung des Flächenparallelismus bilden nur gewisse hemimorphe und hemiedrische Krystalle ((68. 63) z. B. Fig. 23 und 39a u. c).

8. Flächenbeschaffenheit. Die Begrenzungsflächen der Krystalle sind meist ziemlich eben, doch auch nicht selten stark gekrümmt, wie z. B. beim Diamant und bei manchen Gipskrystallen. Aber auch die ebenen Flächen sind meist nicht völlig glatt, sondern sie zeigen häufig kleine Erhabenheiten und Vertiefungen von verschiedener Form und Größe, regelmäßig geradlinige Streifung etc. Manche Flächen zeigen starken Glanz, andere sind matt und rauh; manche sind härter als andere desselben Krystalls; manchen geht ein Blätterbruch parallel, manchen anderen nicht etc. Dadurch erhalten die Krystallflächen einen durch die Gesamtheit ihrer Eigenschaften bestimmten physikalischen

(morphologischen oder krystallographischen) Charakter (175). Diejenigen Flächen eines Krystalls (und nur auf die Flächen eines und desselben Krystalls bezieht sich das Nachfolgende), welche denselben physikalischen Charakter haben, welche in physikalischer Hinsicht in jeder Beziehung gleich sind, sind auch krystallographisch gleichwertig, sie heißen kurzweg *„gleich“*; physikalisch verschiedene Flächen sind auch krystallographisch verschieden. Dabei ist ganz abzusehen von der relativen Größe und Gestalt derselben; krystallographisch gleiche Flächen eines Krystalls sind häufig in Form und Größe sehr voneinander verschieden, umgekehrt sind krystallographisch verschiedene Flächen nicht selten gleichgestaltet. Parallele Gegenflächen sind stets einander gleich (ausgenommen bei Hemiedrie (63) und Hemimorphie (68)).

Fig. 3.

Weil an vollständigen Krystallen zu jeder Fläche eine ihr gleiche parallele Gegenfläche vorhanden ist, so kann man Krystallbruchstücke sich leicht zu vollständigen Krystallen ergänzt denken. In Fig. 3 wird das in ausgezogenen Linien abgebildete Krystallbruchstück durch den in gestrichelten Linien (unten in der Figur) dargestellten Teil zu einem vollständigen Individuum ergänzt. Krystallfragmente genügen also, wenn sie nicht zu rudimentär sind, zur Feststellung krystallographischer Gesetzmäßigkeiten.

Zur Erleichterung der Krystallbeschreibung pflegt man auf Abbildungen und Modellen alle gleichen Flächen eines Krystalls mit demselben Buchstaben zu bezeichnen (zu *signieren*). So bedeutet der gleiche Buchstabe *h* auf den Flächen des Krystalls Fig. 5, daß sie alle einander gleich sind; die Buchstaben *h* und *o* in der Krystallform Fig. 7, daß alle Flächen *h* resp. *o* einander gleich, die Flächen *h* aber von den Flächen *o* verschieden sind.

9. Einfache Krystallformen, Kombinationen. Untersucht man die in der Natur vorkommenden Krystalle, so findet man, daß es einmal solche gibt, deren Begrenzungsflächen alle einander gleich sind, sodann solche, welche von krystallographisch verschiedenen Flächen umgrenzt werden. Hierbei ist, wie auch im folgenden immer, Gleichheit und Verschiedenheit im Sinne von (8) zu verstehen.

Die Begrenzungen von Krystallen der ersten Art — mit lauter gleichen Flächen — heißen *einfache Krystallformen*. Solche sind z. B. die oktaedrischen Formen, welche man häufig beim Magneteisen findet (Fig. 4), die würfeligen Gestalten des Flußspates (Fig. 5) u. a. m. Man findet aber, daß eine solche Form nicht ausschließlich nur bei einem einzigen Mineral vorkommt, sondern bei mehreren. So trifft man die oktaedrischen Formen des Magneteisens gleicherweise als einfache Formen wieder beim Gold, Bleiglanz, ebenfalls beim Flußspat, der außer

Fig. 4. Fig. 5.

den würfeligen auch oktaedrische Krystalle bildet, beim Alaun etc. Die würfeligen Gestalten des Flußspats treten ebenso wieder beim Steinsalz, Schwefelkies, gleichfalls beim Bleiglanz etc. auf.

Die Formen mit voneinander verschiedenen Begrenzungsflächen heißen *Kombinationen*. Eine solche Kombination, an einem Flußspatkrystall beobachtet, ist in Fig. 7 abgebildet. Der Krystall ist umgrenzt von den 8 dreieckigen Flächen *o*, welche alle glatt und glänzend sind, parallel mit welchen die Krystalle sich sehr leicht spalten lassen, und die sich überhaupt in jeder Beziehung gleich verhalten; sodann von den 6 viereckigen Flächen *h*, welche rauh und matt sind, in deren Richtung Spaltung unmöglich ist, und die sich ebenfalls als untereinander in jeder Beziehung gleich, aber von den Flächen *o* verschieden erweisen.

Denkt man sich nun die sämtlichen Flächen *o* bis zur gegenseitigen Durchdringung ausgedehnt, bei gleichzeitigem Verschwinden der Flächen *h*, und faßt sie in dieser Weise zu einer einfachen Krystallform zusammen, so entsteht, wie Fig. 6 zeigt, dieselbe oktaedrische Gestalt, welche für sich allein beim Flußspat etc. auftritt (Fig. 4). Denkt man sich dagegen in gleicher Weise die Flächen *h* ausgedehnt und *o* verschwunden (Fig. 8), so entsteht dadurch die würfelige Form, welche beim Flußspat etc. vorkommt (Fig. 5). An

Fig. 6. Fig. 7. Fig. 8.

dem in Fig. 7 dargestellten Krystall sind also das Oktaeder und der Würfel gleichzeitig nebeneinander vorhanden; er ist eine *Kombination* dieser beiden einfachen Formen. Ebenso kann im allgemeinen jede andere Krystallform mit ungleichen Flächen als eine Vereinigung mehrerer, meist auch isoliert vorkommender einfacher Formen aufgefaßt werden, wobei immer die zu einer einfachen Form gehörigen Flächen einander gleich und von den anderen Flächen verschieden sind (vergl. 10).

Diese einfachen Formen lassen sich somit als die Elemente betrachten, aus denen man den ganzen Reichtum der Krystallgestalten zusammensetzen kann. Sie sind in nur geringer Zahl vorhanden und jede kehrt bei einer mehr oder weniger großen Zahl von Mineralien wieder, entweder isoliert für sich, wie das oben für Oktaeder und

Würfel gezeigt wurde, oder mit anderen Formen zusammen, in Kombinationen, die ebenfalls sich bei verschiedenen Mineralien in derselben Weise wiederholen können. So kommt die Form Fig. 7 außer beim Flußspat z. B. auch beim Bleiglanz etc. vor.

Kombinationen, in welchen 2, 3, 4 ... einfache Formen vereinigt sind, heißen 2, 3, 4 ... *zählig*. Die Flächen einer einfachen Form sind häufig an Größe überwiegend; diese heißt der *Träger* der Kombination, wie z. B. *O* in Fig. 98 etc.

10. Offene, geschlossene Formen. Eine besondere Art einfacher Formen lehrt folgendes Beispiel kennen. In Fig. 9 (Mitte) ist ein von den Flächen *b* und *p* begrenzter Kalkspatkrystall abgebildet. Alle 6 Flächen *p* sind gleich, aber von den 2 Flächen *b* verschieden. Erstere sind glasartig glänzend, letztere milchig trübe und matt. Die Flächen *p* bilden also eine einfache Krystallform und ebenso die Flächen *b* eine andere.

Die Flächen *p* schneiden sich in 6 parallelen Kanten. Sie bilden offenbar das in Fig. 9 (rechts) abgebildete sechsseitige Prisma, das den Raum nicht mehr allseitig begrenzt, sondern ihn nach oben und unten offen läßt. Die von den beiden Flächen *b* gebildete einfache Form begrenzt dagegen den Raum nur nach oben und unten (Fig. 9, links), läßt ihn dagegen nach allen anderen Richtungen hin ringsum offen. Man unterscheidet danach von den *geschlossenen* einfachen Krystallformen, wie z. B. Oktaeder und Würfel, die *offenen*. Von diesen werden solche, welche den Raum nur in zwei entgegengesetzten Richtungen offen lassen, wie jenes sechsseitige Prisma *p*, ganz allgemein *Prismen* genannt, während die nur von Fläche und Gegenfläche *b* begrenzten Formen, die den Raum nur nach zwei entgegengesetzten Richtungen abschließen, *Pinakoide* heißen.

Fig. 9.

Offene Formen (Prismen und Pinakoide) können natürlich isoliert oder, wie man zu sagen pflegt, *selbständig* nicht vorkommen, sondern nur in Kombination mit anderen (offenen oder geschlossenen) Formen. Die Zahl der aus den Kombinationen ableitbaren (9) einfachen Formen ist also um die sämtlichen offenen Formen größer als die der selbständig vorkommenden. Übrigens sind auch noch nicht alle in Kombinationen sich findenden geschlossenen einfachen Formen isoliert bekannt geworden. Hier liegt jedoch keine physische Unmöglichkeit vor, sondern es ist zu erwarten oder doch möglich, daß sie mit fortschreitender Kenntnis der Krystallwelt auch selbständig noch gefunden werden.

b. Kanten.

11. Allgemeines. Die Flächen schneiden sich in Kanten, welche gerade verlaufen, wenn die Flächen eben sind; im anderen Falle sind sie krumm, wie z. B. beim Diamant (8).

Da die Flächen mit ihren parallelen Gegenflächen, also paarweise auftreten, so sind die Kanten in einer Anzahl von mindestens vier untereinander parallelen vorhanden (oder würden vorhanden sein, wenn die Flächen weit genug ausgedehnt wären).

Die Kante zweier Flächen P und M wird mit P/M bezeichnet (signiert). Kanten, in welchen sich an einer Kombination zwei nicht derselben einfachen Krystallform angehörige Flächen schneiden, heißen *Kombinationskanten*, z. B. die Kanten *h/o* in Fig. 7.

12. Flächenwinkel. In den Kanten stoßen die Flächen unter sehr verschieden großen Winkeln zusammen, welche aber stets bei vollkommen regelmäßig ausgebildeten und einheitlich gebauten einfachen Krystallen (6) ausspringend, also im Innern des Krystalls $< 180^0$ sind. Die vollkommen regelmäßig ausgebildeten und begrenzten Krystallindividuen sind somit stets *konvexe* Polyeder (vergl. einspringende Winkel der Zwillinge (155 ff.); ebenso (154) bei parallel verwachsenen Individuen).

Die absolute Größe der Flächenwinkel, d. h. der Winkel, unter welchen zwei Flächen in einer Kante zusammenstoßen, ist das, was man unter der *Größe* der Kante versteht. Deren Länge ist dabei ebenso gleichgültig, wie die Gestalt der Krystallflächen (8). Man pflegt zu sagen, eine Kante ist $= 100^0$, d. h. die beiden Flächen stoßen in ihr unter 100^0 zusammen. Die Größe der Kanten, d. h. der Flächenwinkel, ist für die Kenntnis der Krystalle höchst wichtig, und man hat daher den größten Wert auf eine möglichst genaue Messung derselben zu legen. Diese geschieht mit Hilfe der *Goniometer*, welche als die wichtigsten Instrumente des Krystallographen anzusehen sind. In Gebrauch ist hauptsächlich das Anlegegoniometer von Carangeot und das Reflexionsgoniometer von Wollaston, vielfach mit den Verbesserungen von Mitscherlich, Babinet und anderen. Dieses letztere gibt, wenn Krystalle mit gut spiegelnden Flächen vorliegen, auf wenige Minuten, ja Sekunden genaue Resultate, auch wenn die Flächen klein sind. Das erstere setzt große Krystalle mit glatten, wenn auch matten Flächen voraus, gibt aber auch unter den günstigsten Umständen nur auf $^1/_4{}^0 - {}^1/_2{}^0$ richtige Näherungsresultate. Es ist sehr viel einfacher gebaut und leichter zu handhaben als das Reflexionsgoniometer.

Die ebenen Winkel der Kanten (Kantenwinkel) in den einzelnen Flächen lassen sich nicht so genau messen, wie die Flächenwinkel. Sie können aber aus den Flächenwinkeln leicht durch Rechnung ermittelt werden. Nur in seltenen Fällen ist man in der Lage, sie direkt bestimmen zu müssen. Die dazu dienenden besonderen Methoden sollen aber hier nicht weiter berücksichtigt werden.

13. Anlegegoniometer. Das Anlegegoniometer ist 1783 von dem Pariser Mechaniker Carangeot erfunden und später von dem Mineralogen

Haüy verbessert worden. Es besteht aus dem in Grade etc. geteilten Halbkreis *hgi* (Fig. 10), dessen Mittelpunkt in *c* sich befindet. Durch *c* gehen zwei Schienen, deren eine *de* um *c* drehbar ist, die andere *hi* nicht. Der untere Rand der Schiene *hi* ist dem Durchmesser 0° bis 180° des Kreises parallel und *hl* geht verlängert durch *c* und durch den Anfangspunkt 0° der Teilung, sowie durch den Punkt 180°. Der Rand *de* der beweglichen Schiene geht dem bei jedem Azimuth derselben durch den Mittelpunkt *c* sich fortsetzenden Rande *fk* parallel. Die Messung geschieht, indem man den Krystall so zwischen die beiden Schienen *de* und *hi* bringt, wie das den Krystall darstellende gestrichelte Parallelogramm andeutet. Die zwei Flächen, deren Winkel gemessen werden soll, liegen den äußeren Rändern beider Schienen genau an, was durch Drehung der beweglichen Schiene *de* um *c* bewerkstelligt werden kann. Auch muß die Ebene des Teilkreises auf der zu messenden Kante möglichst genau senkrecht stehen. Der Rand *fk* der beweglichen Schiene *de* bezeichnet am Teilkreis die für den gesuchten Winkel abzulesende Zahl α.

Fig. 10.

Um auch an in Hohlräumen sitzenden Krystallen Winkel messen zu können, hat das Instrument vielfach die Einrichtung, daß sich die eine Hälfte des Kreises um ein bei *g* befindliches Charnier nach hinten umklappen läßt. Die beiden Schienen *de* und *hi* kann man meist in den an ihnen angebrachten Schlitzen parallel mit sich selbst verschieben, so daß sie nach Bedarf nur mit zwei kleinen Spitzen über *c* hinausragen. Auch lassen sich bei fast allen Instrumenten dieser Art die beiden Schienen zusammen aus dem Teilkreis herausnehmen und wieder einsetzen. Noch etwas andere Konstruktionen sind ebenfalls schon versucht worden, die aber von der obigen nicht wesentlich abweichen.

14. Reflexionsgoniometer. *Prinzip.* Das Reflexionsgoniometer beruht auf folgendem Prinzip (Fig. 11): Gemessen soll werden der Winkel der beiden Flächen *ac* und *bc* in der Kante *c* (kurz die Kante *c*). Auf der einen Fläche *ac* wird bei *c* das Bild eines leuchtenden Punktes *p*, des Signals, nach dem bei *o* befindlichen Auge reflektiert, und somit in der Richtung *ocq* gesehen. Diese Richtung kann durch eine in der Verlängerung von *oc* bei *q* angebrachte Marke ein für allemal fest bestimmt werden. Das Auge bleibt dabei stets in *o* und der leuchtende Punkt in *p*. Der Krystall *acb* sei so orientiert, daß *o* und *p* in einer zur Kante *c* senkrechten Ebene liegen (welche die Zeichnungsebene sein soll). Dann bewegt sich das auf der ersten Fläche *ac* reflektierte Bild von *p* allmählich über das Sehfeld hin, wenn man den Krystall um

Fig. 11.

die Kante c als Achse von a gegen a^1 dreht, und verschwindet endlich ganz. Dabei nähert sich die zweite Fläche bc in ihrer Lage immer mehr der ursprünglichen Lage der Fläche ac resp. deren Erweiterung. Wenn so bc allmählich ungefähr in die erste Position von ac, also in die Nähe von cb^1 gelangt ist, erscheint das nun auf bc reflektierte Bild von p wieder von der anderen Seite her im Sehfeld, bewegt sich darin bei weiterem Drehen vorwärts und wird in dem Augenblick wieder genau in der durch die Marke q fest bestimmten Richtung ocq gesehen, in welchem cb nach cb^1 in die Verlängerung von ac fällt. Man erkennt den Moment, in dem die Fläche cb nach cb^1 in die Erweiterung der Fläche ac gefallen ist, eben gerade daran, daß man das Reflexbild des Signals p auf der zweiten Fläche cb^1 wieder genau in der Richtung ocq sieht. Der Winkel, um den man bis dahin drehen muß, ist der Winkel bcb^1, den die zweite Fläche in ihrer ersten Lage cb mit ihrer zweiten Lage cb^1 macht; es ist der Nebenwinkel des eigentlich zu messenden Winkels acb. Letzteren erhält man, wenn man den ersteren von 180° abzieht. Der Winkel acb heißt der *innere*, der Winkel bcb^1 der *äußere* Winkel der beiden Flächen ac und bc. Die Messung des Winkels bcb^1 kann geschehen, wenn der Krystall so an einem drehbaren Teilkreis befestigt wird, dass die zu messende Kante c mit dessen Drehachse zusammen resp. in deren Verlängerung fällt.

Der gemessene äußere Winkel bcb^1 ist offenbar gleich dem Winkel der Normalen der beiden Flächen ac und bc. Man findet diesen direkt gemessenen, auch als „Normalenwinkel" bezeichneten Winkel vielfach statt des eigentlichen inneren Flächenwinkels in den Krystallbeschreibungen angegeben. Jeder dieser beiden Winkel ergänzt den anderen zu 180° und es ist namentlich: $acb = 180° - bcb^1$.

15. Wollastonsches Goniometer. Das ursprüngliche, zuerst von *Wollaston* 1809 nach diesem Prinzip konstruierte Reflexionsgoniometer in seiner einfachsten Gestalt ist in Fig. 12 abgebildet (wo man sich zunächst aber den Spiegel s und das Fernrohr e auf dem Stativ l, die spätere Zutaten sind, wegzudenken hat).

Auf der runden Grundplatte ist das oblonge Messingstück q befestigt, auf welchem sich zwei dicke nach oben konvergierende Messingfüße erheben. Dieselben vereinigen sich (hinter dem Teilkreis) zu einer dicken Messingplatte, welche cylindrisch durchbohrt ist, und in dieser Durchbohrung dreht sich die Achse, welche, vorn gegen den Beschauer gerichtet, den Teilkreis trägt. Dieser ist senkrecht zu der Drehachse; letztere ist horizontal, der Kreis selbst vertikal. Die Drehung dieser Achse mit dem Teilkreis geschieht mittels des an ihrem hinteren Ende angebrachten großen runden Knopfes, welcher im Bild am Rande der Scheibe links sichtbar wird. Diese Achse ist auch ihrerseits centrisch durchbohrt und in ihr dreht sich koncentrisch eine zweite dünnere Achse mittels des kleineren Knopfes, welcher unmittelbar links von dem genannten größeren zu sehen ist. Die Einrichtung ist so getroffen, daß beim Drehen am kleinen Knopf nur die innere Achse bewegt wird, während die äußere mit dem Teilkreis unbeweglich bleibt, daß aber beim Drehen der dickeren äußeren Achse am großen Knopf die innere Achse von selbst der Drehung folgt.

Am vorderen Ende der inneren Achse ist der Krystallträger *syzhk* befestigt. Derselbe läßt sich zunächst zwischen zwei parallelen Schienen *s* in radialer Richtung über den Endpunkt der Drehachse hin verschieben. Das zwischen den beiden Schienen verschiebbare Stück ist senkrecht umgebogen; der zum Teilkreis senkrechte Arm trägt bei *y* einen dem Kreis parallelen Stift, um welchen sich das bei *z* rechtwinklig umgebogene Stück drehen läßt. An diesem ist senkrecht zu dem Stifte bei *y* die Hülse *h* befestigt, in welcher der Stift *k* geradlinig verschoben und auch gedreht werden kann. Dieser Stift *k* hat vorn einen Schlitz, in welchem ein viereckiges Messingplättchen *b* steckt, an das der zu messende Krystall mittels Wachs angeklebt wird. Dieser muß so befestigt sein, daß die zu messende Kante der Drehachse des Teilkreises parallel wird und in ihre Verlängerung fällt. Je genauer dies der Fall ist, desto genauer wird auch cet. par. die Messung des Winkels.

Fig. 12.

Diese Stellung erhält der Krystall zunächst so gut als möglich nach dem Augenmaß, wobei der Stift *k* dem Teilkreis parallel gestellt wird. Um die Kante genauer in die bezeichnete Lage zu bringen, benützt man die beiden zueinander senkrechten Drehachsen *y* und *k*. Durch successive Drehung um dieselben kann dem Krystall, also auch der betr. Kante jede beliebige Richtung gegeben werden, also auch diejenige, welche hier erforderlich ist. Zu diesem Zweck stellt man jetzt das Instrument gerade vor einem Fenster so auf, daß der Teilkreis senkrecht zu demselben gerichtet ist; je ferner das als gespiegeltes Objekt *p* (Fig. 11) benützte Fenster vom Krystall ist, desto genauer wird die Messung. Man bringt, wie überhaupt immer bei diesen Messungen, das Auge so nahe als möglich an den Krystall und läßt nun das Fenster auf der einen Krystallfläche spiegeln, indem man sie durch Drehung am kleinen Knopf in die hierzu geeignete Lage bringt. Das Bild des Fensters wird man dabei im allgemeinen schief stehen sehen; durch eine Drehung des Krystallträgers um den

Stift y wird man es aber leicht dahin bringen können, daß das auf der Fläche gespiegelte Bild des Fensters gerade steht, d. h. daß die horizontalen Sprossen des Fensterkreuzes ebenfalls horizontale Bilder geben und daß die Bilder der vertikalen Sprossen mit den direkt gesehenen zusammenfallen. In dieser Lage ist die erste Fläche der Drehachse parallel; durch Drehung des Krystalls um die letztere wird an dieser Stellung der ersten Fläche nichts geändert. Dreht man nun den Krystall so, daß das Fenster auf der anderen Fläche, deren Winkel zu jener ersten gemessen werden soll, gespiegelt wird, so wird dieses zweite Spiegelbild im allgemeinen ebenfalls schief stehen. Dasselbe kann nun durch Drehung des Stiftes k in der Hülse h gerade gestellt werden; die zweite Fläche wird dann der Drehachse parallel. Dadurch ist aber die erste Fläche aus ihrer richtigen Lage wieder etwas herausgerückt worden. Man muß sie also durch Drehung um y von neuem in derselben Weise einstellen, wie oben gezeigt wurde, indem man auf ihr zum zweitenmal das Fenster spiegeln läßt; dann wieder die zweite Fläche durch Drehung von k etc. Dabei ist streng darauf zu sehen, daß jede der beiden Flächen stets um dieselbe Achse, y oder k, gedreht wird. Nach wenigen Wiederholungen, bei denen die Abweichungen immer kleiner und kleiner werden, sind beide Flächen, also auch deren Kante, sowie sämtliche andere in derselben Zone liegenden Flächen der Drehachse des Instruments parallel, man sagt, der Krystall ist *justiert*; die Spiegelbilder des Fensters auf beiden Flächen gehen dann bei einer vollen Drehung des Krystalls bei unveränderter Stellung des Auges ganz gerade über das Sehfeld hin. Um nun die der Drehachse parallele Kante auch genau in die Verlängerung von jener zu bringen, die Kante zu *centrieren*, ist zuweilen die innere Drehachse noch einmal centrisch durchbohrt und es geht ein runder Stift hindurch, der vorn eine scharfe Schneide hat, welche genau in die Achse fällt. Der Krystallträger wird nun in dem Schlitten s und senkrecht dazu der Stift k längs der Hülse h ohne Drehung verschoben, bis die zu messende Kante genau an der Schneide anliegt, was mittels dieser beiden Bewegungen stets möglich ist. Fehlt der Stift, so wird das Centrieren nur nach dem Augenmaß bewerkstelligt. Jedenfalls aber ist zu kontrollieren, ob dabei nicht die Flächen aus ihrer richtigen Lage gekommen sind, eventuell ist die Justierung zu korrigieren.

Die Messung selbst geschieht dann dadurch, daß man eine bestimmte horizontale Sprosse an dem Fenster ins Auge faßt und den Krystall durch Drehen an dem kleinen Knopf so stellt, daß das Spiegelbild dieser Sprosse auf der ersten Fläche in geeigneter Richtung mit einer direkt gesehenen Marke, welche man vor dem Instrument ebenfalls in möglichst großer Entfernung wählt, zusammenfällt. Dann dreht man am großen Knopf, bis dasselbe mit dem Spiegelbild der nämlichen Fenstersprosse auf der zweiten Fläche der Fall ist. Die vor und nach der letzteren Drehung abgelesenen Winkel geben die Positionen der beiden Flächen. Wenn man sie von einander subtrahiert, erhält man den Normalenwinkel (den äußeren Winkel) der beiden Flächen. Die Messung wird durch Repetition genauer: man dreht an dem kleinen Knopf den Krystall so, daß die erste Fläche wieder in die ursprüngliche Lage kommt, und dreht wieder am großen Knopf, bis dasselbe auch mit der zweiten Fläche abermals der Fall ist etc. Abzulesen ist ev. nur vor und nach dem Beginn der Messung nötig; der ganze ermittelte Winkel ist ein Multiplum des gesuchten, den man durch Division mit der Anzahl der Einstellungen der zweiten Fläche erhält als arithmetisches Mittel aus allen Einzeleinstellungen des Winkels.

Eine Verbesserung dieses einfachsten Instruments ist der Spiegel s, der um eine der Drehachse des Instruments parallele Achse r drehbar ist. Das Fenster wird gleichzeitig auf der Krystallfläche und dem Spiegel reflektiert. Das auf dem Spiegel reflektierte Bild des Fensters bleibt bei der Drehung des Krystalls unverändert stehen, kann also anstatt der direkt gesehenen Marke q (Fig. 11) benützt werden. Diese beiden Reflexbilder sind oft viel bequemer gleichzeitig zu beobachten als das Spiegel-

bild auf der Krystallfläche und eine möglichst ferne Marke q; die Messung ist daher mit diesem Spiegel vielfach leichter und auch genauer als ohne ihn.

Eine Fehlerquelle liegt bei der bisher betrachteten einfachen Einrichtung des Instruments darin, daß das Auge des Beobachters unwillkürlich während der Messung seine Lage etwas ändert; dadurch ändert sich aber auch die Visierrichtung ocq (Fig. 11) entsprechend. Damit immer genau in derselben Richtung visiert wird, ist daher weiter auf dem Stativ l (Fig. 12) das um die mit der Drehachse des Instruments gleich gerichtete horizontale Achse d in einer zum Teilkreis parallelen Ebene drehbare, mit einem Fadenkreuz versehene Fernrohr e angebracht worden, das genau auf die Drehachse gerichtet wird. Vor der Objektivlinse desselben kann eine weitere Linse eingeschaltet werden, die sich durch Drehung um einen Stift f vor der vorderen Öffnung des Fernrohrs anbringen und wieder entfernen läßt. Mit dieser Linse wirkt das Fernrohr als Lupe, in der man den Krystall deutlich sieht, und mittels welcher das Centrieren mit größerer Genauigkeit vorgenommen werden kann: man schiebt den Krystall so, daß die zu messende Kante in das Fadenkreuz des Fernrohrs fällt. Das Fernrohr ist mit seinem Stativ längs der Platte mn in der Richtung der Drehachse des Instruments etwas verschiebbar, damit man stets das Fadenkreuz auf die Krystalle richten kann, welche nicht immer genau in derselben Entfernung von dem Teilkreis aufgeklebt sind. Bei der Beobachtung der Reflexe zur Justierung und Messung muß die Linse wieder zurückgeschlagen werden.

Natürlich kann statt des als gespiegeltes Objekt benützten Fensters auch etwas anderes angewendet werden, namentlich wenn man das Fernrohr e gebraucht. In diesem Fall nimmt man zweckmäßig eine kleine, möglichst entfernte Lichtflamme, welche in der durch das Fernrohr gegebenen Vertikalebene liegen muß. Man kontrolliert dies, indem man das Licht direkt mit dem Fernrohr anvisiert, das man zu diesem Zweck um die horizontale Achse d nach oben dreht. Das Licht muß dann in das Fadenkreuz fallen, und wenn dies nicht der Fall ist, muß das Instrument auf seiner Unterlage so lange gedreht werden, bis diese Koincidenz eintritt; dann hat das Instrument gegen das Licht die richtige Stellung.

Das vorstehend beschriebene Instrument gibt die Winkel guter Flächen auf eine Minute genau. Noch genauere Messungen erfordern einen Krystallträger von größerer Vollkommenheit als den eben beschriebenen, der nur eine annähernde Einstellung der Krystallkante gestattet. Ein solcher verbesserter Centrier- und Justierapparat, der an dem soeben beschriebenen Instrument leicht mit dem vertikalen Kreis verbunden werden kann, ist in (16) beschrieben. Ein mit einer derartigen Einrichtung versehenes vollkommeneres Instrument hat zuerst *Mitscherlich* konstruiert, der auch zuerst mit dem Wollastonschen Instrument das erwähnte Fernrohr verband und ebenso noch ein zweites Fernrohr, dem ersten gegenüber auf der anderen Seite des Krystallträgers stehend, beide Fernrohre in derselben zur Drehachse senkrechten Vertikalebene gelegen. Auch dieses zweite Fernrohr, das Kollimatorrohr, ist mit dem einen Ende auf die Drehachse gerichtet und kehrt das andere Ende nach oben und außen, dem Okular des ersten, des Beobachtungsfernrohres, entgegengesetzt. Es dient dazu, die Richtung des einfallenden Lichts genau zu fixieren. Seine Einrichtung ist wie die des Beleuchtungsfernrohrs C in Fig. 13 und gleichfalls aus (16) zu ersehen.

Vollkommenere Instrumente dieser Art siehe: *V. v. Lang*, Denkschr. Wiener Ak. 1875; *Brezina*, Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, 1884, pag. 321, vergl. auch (3) B. 1883; *Klein*, Krystallographie (siehe (3) B. 1876); *Liebisch*, siehe (16). Die ersten Reflexionsgoniometer: *Wollaston*, Gilb. Ann. Bd. 37, 1811, pag. 357 und *Mitscherlich*, Abh. Berl. Akad. 1843, pag. 189.

16. Goniometer mit horizontalem Kreis. Reflexionsgoniometer, namentlich vollkommenere mit einem größeren Teilkreis versehene, werden heutzutage vielfach nicht mehr mit vertikalem Kreis konstruiert. Dieser wird nach dem Vorschlage von *Malus* und *Babinet* besser horizontal gelegt; die Drehachse sowie die zu messenden Krystallkanten stehen dann vertikal. Der Vorteil davon ist, daß man auch große Krystalle messen kann, welche sich bei horizontaler Achse wegen zu bedeutenden Gewichts kaum stabil am Krystallträger befestigen lassen. Ferner werden bei dieser Anordnung die drehenden Teile des Instruments weniger und nicht einseitig abgenützt. Im übrigen ist die Einrichtung eines derartigen Instruments, wie es in Fig. 13 im Durchschnitt, Fig. 14 in etwas anderer Form in seiner äußeren Ansicht abgebildet ist, von einem solchen mit Vertikalkreis nicht wesentlich verschieden.

Ein messingener Dreifuß mit Stellschrauben trägt das an das eine Bein fest angeschraubte Beleuchtungsfernrohr C (Fig. 13), sowie eine horizontale dicke Messingplatte, welche centrisch bei o eine nach unten sich verjüngende konische Durchbohrung hat. Darin steckt eine erste hohle Achse b, welche den Nonienkreis d trägt und an der zum Drehen unten eine Scheibe c befestigt ist, an welcher die bei α befindliche Klemm- und Einstellvorrichtung angreift. An den Nonienkreis ist das auf dem Stativ B befindliche Beobachtungsfernrohr festgeschraubt. In der Achse b steckt die zweite konisch-hohle Achse e, an welcher der Limbus mit der Teilung bei f normal, also horizontal befestigt ist; diese Achse e hat unten den Knopf g und die Klemm- und Einstellvorrichtung β. In dieser Achse e steckt eine dritte konische Achse h, welche innen cylindrisch durchbohrt ist und die den Stahlcylinder s aufnimmt, an dem oben der Krystallträger befestigt ist. Unten trägt sie einen Knopf i, der von der sog. Centralschraube k durchbohrt ist, mittels welcher sich der Cylinder s nebst dem Krystallträger höher und niedriger stellen läßt. Die Schraube l dient dazu, eine feste Verbindung zwischen den Achsen h und e herzustellen, so daß sie sich nur zusammen drehen können; nach Lösung der Schraube l dreht sich jede Achse selbstständig. Eine Klemmschraube bei p erlaubt eine feste Verbindung zwischen s und h herzustellen oder zu lösen.

Auf der Säule s ist der Krystallträger befestigt, der aus der Centrier- und Justiervorrichtung besteht. Die Justiervorrichtung wird gebildet von zwei Halbcylindern, von denen einer bei t sichtbar ist; an demselben ist unten ein Teil eines kreisförmigen Zahnrades befestigt, in dessen Zähne die Schraube ohne Ende x eingreift und den Cylinderschlitten um eine zu s und zu x senkrechte Achse in der hohlen Cylinderschale r dreht. Eine zweite genau gleiche nur etwas kleinere Vorrichtung ist auf die erstere bei y aufgesetzt. Hier dreht sich der zweite Halbcylinder t' mittels einer zu x und auf der Zeichnungsebene senkrechten Schraube ohne Ende y, die in der Zeichnung nur als kleiner Kreis über y zu sehen ist, senkrecht zum ersten Cylinder t in der hohlen Cylinderschale r'. Dieser zweite Cylinder t' trägt oben das mit der Schraube v zu befestigende Plättchen u, auf dem der zu messende Krystall befestigt wird. Durch Drehung der die beiden Cylinder in Bewegung setzenden aufeinander senkrechten Schrauben x und y kann dann der Kante des Krystalls jede beliebige Neigung gegeben werden.

Die Centriervorrichtung mm' besteht aus zwei ebenen Schlitten, welche normal zur Stange s in zwei zueinander senkrechten Richtungen verschoben werden können.

Eine Schraube *a* bewegt den unteren Schlitten *m* über *n* weg von rechts nach links; eine dazu senkrechte in *a'* sich projizierende Schraube bewegt den zweiten Schlitten *m'* über die auf *m* befestigte Schiene *n'* weg von vorn nach hinten. Der zweite ebene Schlitten *m'* trägt seinerseits den oben beschriebenen Justierapparat, man kann also den justierten Krystall ohne Änderung seiner Neigung mittels der beiden ebenen Schlitten ins Centrum bringen. Der Krystall selbst wird mit der zu messenden Kante aufrecht mittels Wachs auf das Plättchen *u* geklebt, welches durch die Schraube *v* fest mit der Justiervorrichtung verbunden werden kann.

Das Beleuchtungsfernrohr (Kollimator) *C* trägt nach innen ein achromatisches Objektiv und nach außen im Brennpunkt des letzteren einen Spalt mit geraden oder

Fig. 13.

in der Mitte sich verjüngenden Wänden, oder eine anders gestaltete Öffnung (das Signal). Diese wird intensiv beleuchtet, das Licht fällt von hier auf die Linse, tritt parallel aus der Röhre heraus und zwar, da der Kollimator genau auf die Drehachse gerichtet ist, in der Richtung auf letztere hin, in deren Fortsetzung der Krystall zunächst nach dem Augenmaß möglichst genau centriert und justiert auf das Plättchen *u* aufgesetzt ist. Auch das Beobachtungsfernrohr *B* ist genau auf die Drehachse gerichtet; es vergrößert nicht oder nur sehr wenig. Durch Vorstecken einer Linse kann es in eine Lupe verwandelt werden, mittels welcher man den bei *u* befindlichen Krystall deutlich sieht.

Der Krystall wird nun zunächst centriert, indem man die beiden ebenen Schlitten *m* und *m'* mittels der Schrauben *a* und *a'* bewegt, bis bei einer vollen Umdrehung des Knopfes *i* (bei loser Schraube *l*) der Krystall im Fadenkreuz des in eine Lupe

verwandelten Fernrohrs unverrückt stehen bleibt. Dann wird die Justierung bewirkt, indem man das Signal des Beleuchtungsfernrohrs zuerst auf der einen, dann auf der anderen der zu messenden Flächen reflektieren läßt und jedesmal an den Schrauben x und y des Justierapparats den Krystall so lange dreht, bis das Spiegelbild des Signals mit dem vertikalen Kreuzfaden im Beobachtungsfernrohr koinzidiert. Schließlich wird die zu messende Kante noch einmal fein centriert. Die Messung selbst ergibt sich dann nach dem beim Wollastonschen Instrument Angegebenen (15) leicht von selbst.

(*Websky*, Zeitschr. für Kryst. IV. 1880. 545; weitere Literatur über Goniometer siehe: *Liebisch*, Ber. über die wissensch. Instrumente der Berl. Gewerbeausstellung,

Fig. 14.

1880, pag. 321 und Handwörterbuch für Chemie, Artikel Krystallographie, pag. 160 ff.). *Leiss*, siehe Literatur (3) B. 1899.

17. Theodolithgoniometer. Die Reflexionsgoniometer mit horizontalem und vertikalem Teilkreis haben im Laufe der Zeit sehr verschiedenartige Formen erhalten, die hier um so weniger berücksichtigt zu werden brauchen, als sie das Wesen der Sache unberührt ließen. Neuestens hat man nun auch Instrumente dieser Art mit zwei Teilkreisen, einem horizontalen und einem vertikalen, konstruiert, die demnach als *zweikreisige Goniometer* oder auch als *Theodolithgoniometer* bezeichnet werden. Sie bieten für die Messung und Berechnung der Krystalle gewisse Vorteile, sind aber trotzdem noch nicht sehr verbreitet. Ihre Einrichtung ist im Detail bei den

verschiedenen Modellen etwas verschieden, im wesentlichen aber immer dieselbe. (*V. Goldschmidt*, Zeitschr. f. Kryst. 21. 1893. 210 u. 29. 1898. 339; *v. Fedorow*, ibid. 21. 1893. 603; *Leiss*, N. Jahrb. f. Mineralogie etc. 1897. I. 78, 1898. II. 64, Beilageband 10. 1896. 180; *Czapski*, Zeitschr. f. Instrumentenk. 13. 1893. 242; *Viola*, Zeitschr. f. Kryst. 30. 1899. 417; *Stöber*, ibid. 29. 1898. 25).

Sogar Apparate mit 3 Teilkreisen sind schon gebaut worden.

Die meisten besseren Reflexionsgoniometer sind auch zur Bestimmung von Brechungskoeffizienten und zu anderen optischen Untersuchungen eingerichtet, von denen unten noch eingehend die Rede sein wird. Ein für alle in der Mineralogie gewöhnlich vorkommenden krystallographischen und krystalloptischen Arbeiten gleichzeitig geeignetes Instrument ist das *Krystallpolymeter* (*C. Klein*, Sitzgsber. Berlin. Akad. 1900. 248).

Einige eigenartige, auf anderen Prinzipien beruhende Goniometer seien hier noch wenigstens dem Namen nach erwähnt, und zwar Hirschwalds *Mikroskopgoniometer* (N. Jahrb. f. Mineralogie etc. 1879. 301 u. 539. ibid. 1880. 156; Zeitschr. f. Kryst. 8. 1884. 16) sowie Fuess' *Fühlhebelgoniometer* (Zeitschr. f. Kryst. 8. 1884. 1).

18. Gleiche Kanten. *Gleiche Kanten* eines Krystalls sind, ganz unabhängig von ihrer Länge, solche, in welchen sich beziehungsweise gleiche Flächen unter gleichen Winkeln schneiden. Hat man z. B. ein oblonges Prisma (Fig. 15) dessen zwei ungleiche Flächenpaare a und b sich rechtwinklig schneiden, so sind alle vier Kanten K einander gleich, denn jede ist von zwei unter 90° zusammenstoßenden Flächen a und b gebildet. Ist dagegen das Prisma ein rhombisches (Fig. 16), d. h. gebildet von zwei gleichen, aber schiefwinklig sich schneidenden Flächenpaaren (also vier gleichen Flächen) a, so sind zwar je zwei gegenüberliegende Kanten K (resp. K^1) gleich, da sie gebildet sind von den gleichen Flächen a, welche unter den gleichen Winkeln α (resp. α^1) zusammenstoßen. Aber K ist von K^1 trotz der Gleichheit der Flächen a an beiden Kanten verschieden, da der Winkel das eine Mal α, das andere Mal $\alpha^1 = 180^\circ - \alpha$ ist. Stets ist eine Kante gleich der ihr diametral gegenüberliegenden parallelen Gegenkante. Gleiche Kanten eines Krystalls können sehr verschiedene Längen besitzen, ebenso wie gleiche Flächen sehr verschiedene Größen und Umrisse.

Fig. 15. Fig. 16.

In dem Staurolithkrystall (Fig. 17, pag. 32) sind die Kanten m/o rechts und links einander gleich, weil auf beiden Seiten m und o sich unter gleichen Winkeln von 115° 17' schneiden; ebenso sind die Kanten m/r rechts und links von r oben und unten am Krystall gleich, da alle diese $\measuredangle\ m/r = 137^\circ\ 58'$, also einander gleich und von denselben Flächen m und r gebildet sind.

c. Ecken.

19. Ecken. Die Ecken entstehen dadurch, daß 3, 4, ... n Flächen und Kanten in einem Punkt zusammenstoßen. Man nennt eine Ecke

z. B. 4kantig oder 4flächig, wenn sie von 4 gleichen Kanten resp. Flächen gebildet wird, 2 + 2kantig resp. -flächig, wenn in ihr je 2 und 2 gleiche Kanten resp. Flächen zusammenstoßen etc.

Gleiche Ecken eines Krystalls sind solche, in denen gleich viele einander beziehungsweise gleiche Flächen und Kanten in der gleichen Ordnung aufeinander folgen, wobei diese Reihenfolge im gleichen Sinne oder im entgegengesetzten Sinne stattfinden kann.

Der Staurolithkrystall (Fig. 17, pag. 32) hat z. B. oben und unten an der vertikalen Kante *m/m* zwei gleiche Ecken *mrm*, beide gebildet von den drei Flächen *m*, *m*, *r*; ferner von der Kante *m/m* und den beiden gleichen Kanten *m/r*, *r/m*, welche an beiden Ecken in der angegebenen Reihe aufeinander folgen. Die beiden oberen Ecken *mrp* rechts und links von *r* sind ebenfalls einander gleich; an beiden folgen sich die drei Flächen *mrp* in der von den Buchstaben angegebenen Reihe, bei der einen rechts-, bei der anderen linksherum und ebenso bei beiden die Kanten *m/r*, *r/p*, *p/m*. In beiden Ecken folgen sich also in der Tat dieselben Flächen und Kanten in derselben Reihenfolge, aber im entgegengesetzten Sinne. Die beiden Ecken *mrp* an der unteren Fläche *r* sind den beiden genannten ebenfalls gleich.

Jede Ecke ist der ihr diametral gegenüberliegenden Ecke (der Gegenecke) gleich.

C. Gesetze, nach denen die Begrenzungselemente der Krystalle angeordnet sind.

a. Gesetz der Winkelkonstanz und der Flächengruppierung.

20. Winkelkonstanz. Untersucht man alle gleichbegrenzten Krystalle derselben Substanz, so findet man, daß die entsprechenden Flächen sich in gleichliegenden Kanten stets unter denselben Winkeln schneiden. Bei fernerer Untersuchung findet man, daß dieselben Winkel auch dann wiederkehren, wenn man sie an Krystallen mißt, an denen außer jenen Flächen noch andere vorhanden sind, oder an denen auch einige von ihnen fehlen. Kurz, es ist ein ausnahmslos durch die Erfahrung festgestelltes Gesetz: *An sämtlichen Krystallen derselben Substanz schneiden sich entsprechende Flächen in gleich liegenden Kanten stets unter gleichen Winkeln.* Dies ist das *Gesetz der konstanten Flächenwinkel* oder, weil aus ihm von selbst auch die Gleichheit gleichliegender Kantenwinkel folgt, allgemein das *Gesetz der Winkelkonstanz.*

Dabei ist aber abzusehen von der Temperatur, von unvermeidlichen kleinen Messungsfehlern und von kleinen Unregelmäßigkeiten in der Ausbildung der Krystalle, welche geringe Abweichungen zur Folge haben.

Mißt man die Winkel der Flächen an den oktaedrischen Krystallen des Magneteisens (Fig. 4), so findet man an allen Kanten stets 109° 28', und zwar auch dann, wenn, wie es häufig vorkommt, statt der Kanten andere Flächen vor-

handen sind, wie in Fig. 78, oder wenn noch andere Modifikationen des oktaedrischen Körpers eingetreten sind (Fig. 98). Unter denselben Winkeln schneiden sich stets die Flächen *o* der Flußspatkrystalle, während sich die Flächen *h* stets unter 90° schneiden und zwar ebensowohl in den Fig. 5, wie Fig. 7 abgebildeten Krystallen; die Flächen *o* und *h* machen stets 125° 16'. Die beiden prismatischen Spaltungsflächen der Hornblende schneiden sich in allen Krystallen unter 124° 28'; die Flächen, denen im Kalkspat die Blätterbrüche parallel gehen, unter 105° 5'. Beim Staurolith findet man an allen Krystallen von der Form Fig. 17 oder 18: ∢ $m/m = 129° 26'$; alle ∢ $m/r = 137° 58'$; alle ∢ $m/o = 115° 17'$; alle ∢ $m/p = 90°$ und $o/p = 90°$ etc. Dieselben Winkel m/m, m/r etc. findet man aber auch an Krystallen, an welchen die Flächen *r* fehlen, oder wo zu den angegebenen Flächen noch weitere hinzugetreten sind.

Fig. 17. Fig. 18.

21. Winkel verschiedener Substanzen. Die an den verschiedenen Krystallen derselben Substanz stets wiederkehrenden Winkel findet man im allgemeinen nicht an Krystallen anderer Substanzen. Die *Winkel, welche die Flächen der Krystalle einer Substanz miteinander machen, sind für diese Substanz charakteristisch;* man kann letztere daran wiedererkennen und von anderen Substanzen unterscheiden, auch wenn die Krystalle der verschiedenen Substanzen sonst außerordentlich ähnlich sind. So gibt es z. B. sog. Rhomboeder (Fig. 171) von Kalkspat, deren Flächen sich unter 105° 5' schneiden; äußerlich häufig ununterscheidbar davon sind die Rhomboeder des Magnesit, wenn man nicht die Winkel mißt, die hier 107° 28' betragen. Nur die Formen des regulären Systems (102 ff.) und einige wenige andere sind für alle Krystalle ohne Ausnahme stets dieselben.

22. Konstanz der Flächengruppierung. Untersucht man die Krystalle einer und derselben Substanz in Beziehung auf die Beschaffenheit ihrer Flächen, so findet man, daß an solchen die gleich, d. h. von gleich vielen in gleicher Weise gegeneinander liegenden Flächen begrenzt sind, die Zahl und die gegenseitige Lage, d. h. die Gruppierung der gleichen Flächen stets die nämliche ist. Diese bei allen Krystallen derselben Substanz wiederkehrende Anordnung der gleichen resp. der ungleichen Flächen kann als das *Gesetz der konstanten Flächengruppierung* bezeichnet werden.

So sind an den oktaedrischen Krystallen des Flußspats (Fig. 4) stets alle 8 Flächen einander gleich, ebenso auch an den oktaedrischen Krystallen des Magneteisens, des Goldes etc. Dasselbe ist der Fall bei den 6 Flächen der würfelförmigen Krystalle des Flußspates (Fig. 5), des Steinsalzes etc. An den von 14 Flächen begrenzten Krystallen des Flußspats (Fig. 7) sind stets die 8 dreieckigen Flächen und ebenso die 6 viereckigen Flächen je unter sich gleich und von den anderen verschieden, und ebenso verhalten sich die in derselben Weise begrenzten Krystalle des Bleiglanzes. Von den Fig. 9 abgebildeten Krystallen des Kalkspates sind immer

die 6 Prismenflächen *p* untereinander gleich und von den beiden ebenfalls einander gleichen Pinakoidflächen *b* verschieden etc.

Hieraus in Verbindung mit (9) und (10) folgt, daß an den verschiedenen Krystallen einer und derselben Substanz stets dieselben einfachen Formen, aber allerdings nicht immer in derselben Anzahl wiederkehren, die jedesmal von den sämtlichen je untereinander gleichen Flächen des betreffenden Krystalls gebildet werden.

23. Parallelverschiebung der Flächen. Nach (20) und (22) ist bei gleich begrenzten Krystallen derselben Substanz die Flächengruppierung stets dieselbe, und die entsprechenden Flächen schneiden sich in gleichliegenden Kanten stets unter denselben Winkeln. Diese Verhältnisse sind also konstant und daher für die Krystalle wesentlich und wichtig. Nicht konstant und an den gleichbegrenzten Krystallen derselben Substanz verschieden sind dagegen die Größe und die Gestalt der gleichen Flächen und die Länge der gleichen Kanten und somit die geometrische Form der ganzen Krystalle. Diese ist also, weil wechselnd, für die Krystalle unwichtig und unwesentlich. Die verschieden gestalteten von gleich vielen gleichliegenden Flächen begrenzten Krystalle einer und derselben Substanz lassen sich auch sehr leicht ineinander überführen, indem man die Flächen in geeigneter Weise parallel mit sich verschiebt. Einige Beispiele werden dies näher erläutern.

Wenn man sämtliche oktaedrischen Krystalle von Magneteisen vergleicht, deren acht gleiche Flächen sich unter dem stets wiederkehrenden Winkel von 109° 28′ (resp. dessen Supplement von 70° 32′) schneiden, so haben sie z. T. die Form Fig. 4; andere haben aber die etwas abweichende Form Fig. 19 oder Fig. 20, und noch viele andere ähnliche Gestalten dieser achtflächig begrenzten Krystalle kommen vor. Sie alle müssen für krystallographisch gleich gehalten werden trotz ihrer großen geometrischen Verschiedenheit, denn in jeder schneidet sich eine gleich große Anzahl (acht) untereinander gleicher Flächen in gleichliegenden Kanten unter gleichen Winkeln, so daß sich alle diese Formen bezüglich der Flächengruppierung und der Flächenwinkel vollkommen gleichen und sich nur durch die Gestalt, den Umfang und die Größe der Begrenzungsflächen, also in der geometrischen Form unterscheiden, welche ja aber krystallographisch ganz unwesentlich ist. Es ist nun aber leicht einzusehen, daß man die eine dieser Formen z. B. Fig. 20 aus den anderen z. B. Fig. 4 dadurch entstanden denken kann, daß

Fig. 19.

Fig. 20.

zwei Flächen parallel mit sich selbst um einen entsprechenden Betrag nach außen rücken; dadurch wird ja weder an der physikalischen Beschaffenheit derselben, noch an den Flächenwinkeln das Mindeste geändert. Umgekehrt entsteht die Form Fig. 4 aus der Fig. 20, wenn man sich die beiden Flächen rechts soweit nach links verschoben denkt, daß sie durch die beiden Ecken oben und unten hindurchgehen. In Fig. 20 ist dies durch die gestrichelten Linien angedeutet. Ebenso kann durch Parallelverschiebung der Flächen die Form Fig. 4 in die Form Fig. 19 übergeführt werden und umgekehrt, wie auch hier die gestrichelten Linien zeigen. Ferner findet man häufig von den oben (20) erwähnten Flächen begrenzte Staurolithkrystalle, die aber nicht die Form Fig. 17, sondern die Form Fig. 18 haben. Beide Formen lassen sich ohne Änderung der krystallographisch allein in Betracht kommenden Winkel und der Flächenbeschaffenheit ineinander überführen, wenn man bei Fig. 17 die Flächen *o* parallel mit sich etwas nach innen, resp. bei Fig. 18 nach außen schiebt.

Aus allem diesem folgt, daß man sich die Krystallflächen nicht als starr und unbeweglich vorstellen darf, wie die Begrenzungsebenen geometrischer Körper, sondern sie müssen parallel mit sich beweglich gedacht werden, und man hat den Satz: *Jede Krystallfläche kann in beliebiger Weise parallel mit sich selbst verschoben werden, ohne daß an der betr. Krystallform dadurch etwas Wesentliches geändert wird.* Die Richtungen der Krystallflächen können durch ihre Normalen dargestellt werden; längs diesen können die Flächen hin- und hergleiten, ohne in ihrer Richtung und in ihrer Beschaffenheit irgend eine Änderung zu erleiden.

Aus der Parallelverschiebbarkeit der Flächen folgt auch, daß die Größe der Krystalle eine unwesentliche Sache sein muß. In der Tat findet man auch von derselben Substanz Krystalle von krystallographisch gleicher Form in der verschiedensten Größe, so z. B. Quarzkrystalle von mikroskopischer Kleinheit bis zu mehreren Centnern Gewicht.

24. Ideale Krystallformen. Denkt man sich sämtliche Flächen eines Krystalls parallel mit sich so verschoben, daß je alle gleichen Flächen (8) von einem beliebigen Punkt im Innern des Krystalls, dem sog. *Mittelpunkt* desselben gleich weit entfernt sind, so schneiden sich diese Flächen, die nun gleiche Centraldistanz haben, wegen ihrer regelmäßig-symmetrischen Verteilung um den Krystallmittelpunkt (52 ff.) immer so, daß alle krystallographisch gleichen Flächen auch gleiche Form und Größe erhalten, also kongruent werden. Solche Formen, bei denen die krystallographisch gleichen Flächen gleiche Centraldistanz haben und daher auch geometrisch gleich sind, heißen *ideale Krystallformen*, man sagt, ihre Flächen seien *im Gleichgewicht.* Sie unterscheiden sich aber krystallographisch nicht wesentlich von den

anderen Formen, bei welchen die gleichen Flächen ungleiche Gestalten und Umrisse haben und welche durch paralleles Verschieben der Flächen aus ihnen abgeleitet werden können. Diese letzteren, deren Flächen verschiedene Centraldistanzen zukommen, nennt man zuweilen unzutreffend *verzerrte Formen* oder *Verzerrungen.* Eine ideale Form ist z. B. das in Fig. 4 dargestellte Oktaeder; verzerrte Oktaeder stellen Fig. 19 und 20 dar. Ideale Formen kommen in vollkommener Ausbildung wohl niemals in der Natur vor, stets sind die Krystalle mehr oder weniger „verzerrt". Nicht selten geht die „Verzerrung" so weit, daß von der idealen Gestalt sehr bedeutend abweichende, davon scheinbar ganz verschiedene Formen entstehen, welche auf jene oft nur mit Hilfe von Winkelmessungen zurückgeführt werden können, indem man aus der Gleichheit gewisser Winkel in beiden Krystallen, umgekehrt wie in (20), die respektive Gleichheit der betreffenden, den Winkel einschließenden Flächen an denselben folgert.

Hätte man z. B. an einem „verzerrten" Staurolithkrystall einen Winkel von 129° 26′ gemessen, so würde man daraus mit Sicherheit schließen, daß die betreffenden Flächen diejenigen des Prismas *m* sind etc.

Diese idealen Formen werden gewählt, wenn man die Krystalle plastisch als Modelle darstellen oder wenn man sie zeichnen will. Man ersieht dann aus den Umrissen die Gleichheit und Zusammengehörigkeit der Flächen, resp. die Verschiedenheit derselben. An den idealen Gestalten ist die Übersicht über die einzelnen Flächen und einfachen Formen am leichtesten und bequemsten. Daher wird nicht selten die ganze Krystallographie auf denselben aufgebaut, was aber den Anfänger leicht zu der falschen Meinung führen kann, als seien die idealen Formen etwas krystallographisch Vollkommeneres, als die „Verzerrungen". Dies ist aber durchaus nicht der Fall, sie sind im Gegenteil Abstraktionen, welche in absoluter Vollkommenheit in der Natur wohl nie vorkommen.

b. Gesetz der rationalen Kantenschnitte.

25. Kantenschnitte. Es seien XOY, YOZ, ZOX drei beliebige Flächen eines Krystalls (Fig. 21), welche sich in dem Punkt O und in den drei Kanten OX, OY, OZ schneiden oder genügend ausgedehnt schneiden würden, wenn etwa dazwischenliegende Flächen wegfallend gedacht werden. Eine vierte Fläche ABC treffe diese drei Kanten in A, B, C, so ist diese letztere in ihrer Lage gegen die drei ersten Flächen vollkommen unzweideutig bestimmt, wenn man die drei Abschnitte (Kantenschnitte) OA, OB, OC kennt. Verschiebt man nun die Fläche ABC parallel mit sich nach $A^1 B^1 C^1$, so ist diese neue Lage der Fläche durch die Kantenabschnitte OA^1, OB^1, OC^1 gegeben und zwar ist offenbar:

Fig. 21.

$$OA : OA^1 = OB : OB^1 = OC : OC^1 \text{ oder}$$
$$OA : OB : OC = OA^1 : OB^1 : OC^1$$

Wenn also bei dieser Parallelverschiebung auch die absoluten Werte der Kantenschnitte der vierten Fläche sich ändern, so bleibt doch das Verhältnis derselben stets das nämliche. Da nun die beiden parallelen Flächen ABC und $A^1 B^1 C^1$ als krystallographisch ident, als eine und dieselbe Krystallfläche zu betrachten sind (23), so ist diese Fläche offenbar krystallographisch in ihrer Lage gegen jene drei Flächen und Kanten vollkommen bestimmt durch das allen den verschiedenen Parallellagen derselben gemeinsame *Verhältnis* der Abschnitte: $OA:OB:OC$, während die absolute Größe dieser letzteren gleichgültig ist.

Setzt man nun

$$OA^1 = r \,.\, OA, \text{ so ist } OB^1 = r \,.\, OB;\ OC^1 = r \,.\, OC,$$

da nur so das Verhältnis $OA:OB:OC$ erhalten bleibt. Man kann daher auch sagen: *Die drei Kantenschnitte einer Fläche lassen sich mit einer beliebigen Zahl multiplizieren (oder dividieren)*, ohne daß die durch die neuen Abschnitte dargestellte Fläche krystallographisch eine andere wird. Die Fläche mit den neuen Abschnitten ist von der ersten krystallographisch nicht verschieden, sie ist durch Parallelverschiebung aus dieser entstanden und die Multiplikation (oder Division) ist der algebraische Ausdruck der Parallelverschiebung.

Ist die Fläche einer oder zwei von den drei Kanten parallel, so sind die auf diese Kanten bezüglichen Abschnitte $= \infty$.

Das Verhältnis der Kantenabschnitte $OA:OB:OC$ ergibt sich auf folgende Weise: Aus den mit dem Goniometer zu messenden Winkeln, welche die drei Flächen XOY, YOZ, ZOX in den drei Kanten OX, OY, OZ miteinander einschließen, können zunächst die Neigungen dieser drei Kanten gegeneinander, also die Winkel XOY, YOZ, ZOX berechnet werden. Aus zwei von den gleichfalls mit dem Goniometer zu ermittelnden Winkeln der vierten Fläche ABC zu jenen drei ersten erhält man dann das Verhältnis $OA:OB:OC$ oder, wenn man einen dieser Abschnitte z. B. $OC = 1$ setzt, die beiden anderen, OA und OB, ausgedrückt in OC als Einheit. Dieses Verhältnis ist nur abhängig von jenen fünf Winkeln und ändert sich mit diesen; ebenso ist natürlich das Umgekehrte der Fall.

26. Rationale Kantenschnitte. Wählt man unter den sämtlichen Begrenzungsflächen eines Krystalls drei beliebige XOY, YOZ, ZOX, welche sich in drei von dem Punkt O ausgehenden Kanten OX, OY, OZ schneiden (Fig. 22), so ist irgend eine ebenso beliebige vierte Fläche ABC, welche die drei Kanten in A, B, C trifft, durch das Verhältnis der Abschnitte $OA:OB:OC = a:b:c$ in ihrer Lage, gegen die Kanten OA, OB, OC und damit auch in ihrer Neigung gegen jene drei Flächen krystallographisch unzweideutig gegeben. Ebenso ist dies der Fall für eine beliebige fünfte Fläche MNP durch das Verhältnis der Abschnitte: $OM:ON:OP = m:n:p$. Bildet man

Fig. 22.

nun die Quotienten je der auf dieselbe Kante bezüglichen beiden Abschnitte: $\frac{m}{a}, \frac{n}{b}, \frac{p}{c}$, so kann man setzen:

$$\frac{m}{a} : \frac{n}{b} : \frac{p}{c} = h : k : l.$$

Nach einer bei allen bisher untersuchten Krystallen ohne Ausnahme gemachten Erfahrung sind nun die Krystallflächen stets so gruppiert, d. h. ihre gegenseitigen Neigungen, die Winkel, die sie miteinander einschließen, sind so, daß diese Zahlen h, k, l *rationale*, d. h. durch ganze Zahlen völlig exakt ausdrückbare Größen, also entweder direkt ganze Zahlen (inkl. ∞) oder auch echte oder unechte Brüche sind, m. a. W. jene drei Quotienten $\frac{m}{a}, \frac{n}{b}, \frac{p}{c}$ verhalten sich stets wie *rationale* Größen (∞ eingeschlossen). Die Erfahrung lehrt gleichzeitig, daß bei geeigneter Wahl der ersten vier Flächen die rationalen Zahlen meist auch *kleine*, *einfache* Werte haben, die selten 10 erreichen oder noch seltener übersteigen (ausgenommen der Wert ∞). So findet man also z. B. häufig:

$$\frac{m}{a} : \frac{n}{b} : \frac{p}{c} = 1 : 2 : 3 \text{ oder } = \frac{1}{2} : \frac{1}{3} : \frac{1}{4} \text{ oder } = 2 : 3 : \frac{2}{3} \text{ oder} = \infty : 1 : 1 \text{ etc.}$$

in welch letzterem Falle die betreffende Fläche mit der Kante OX parallel ist. Ungewöhnlich, wenn schon nicht unmöglich, sind Verhältnisse, wie:

$$\frac{m}{a} : \frac{n}{b} : \frac{p}{c} = 9 : 11 : 17 \text{ oder} = \frac{7}{13} : \frac{19}{15} : \frac{17}{18} \text{ etc.}$$

Dagegen sind Verhältnisse wie:

$$\frac{m}{a} : \frac{n}{b} : \frac{p}{c} = \log 2 : \log 3 : \log 5 \text{ oder } = \sqrt{2} : \sqrt{3} : \sqrt{5}$$

als irrational durchweg ausgeschlossen. Solche konnten niemals festgestellt werden, man muß sie daher nach allen unseren Erfahrungen als krystallographisch unmöglich betrachten.

Da man ein Verhältnis von Brüchen stets in ein solches von ganzen Zahlen umwandeln kann, also z. B.:

$$\frac{1}{2} : \frac{1}{3} : \frac{1}{4} = 6 : 4 : 3$$

so kann man auch ebenso allgemein sagen, die Flächen aller Krystalle sind so gruppiert, daß h, k, l stets *ganze* Zahlen sind, daß sich also jene drei Quotienten $\frac{m}{a}, \frac{n}{b}, \frac{p}{c}$ wie *ganze Zahlen* verhalten. Dabei sind die Längen a, b, c; m, n, p und ebenso die Quotienten $\frac{m}{a}, \frac{n}{b}, \frac{p}{c}$ für sich betrachtet im allgemeinen irrational, nur die Verhältnisse der letzteren sind rational (ganz).

Wie die fünfte Fläche *MNP* verhält sich dann jede weitere sechste, siebente etc. Fläche. Dasselbe, was für die Abschnitte der fünften Fläche in Beziehung zu denen der vierten gilt, gilt auch für die Abschnitte aller ferneren Flächen desselben Krystalls.

Dies ist das *Gesetz der rationalen Kantenschnitte*, das wohl auch als das Gesetz der einfachen rationalen Kantenschnitte bezeichnet wird. Es kann unter Zugrundelegung der obigen Auseinandersetzungen so ausgesprochen werden: *Die Flächen aller Krystalle liegen so gegeneinander (schneiden sich unter solchen Winkeln), daß die drei Quotienten je der beiden Stücke, welche zwei beliebige Flächen auf jeder der drei von einem Punkt ausgehenden und von drei beliebigen anderen Flächen desselben Krystalls gebildeten Kanten abschneiden, sich stets wie rationale (ganze) Zahlen (∞ eingeschlossen) verhalten.*

Dieses Gesetz der rationalen Kantenschnitte ist das Hauptgesetz der Krystallographie, das (in Verbindung mit den unten zu betrachtenden Symmetriegesetzen) die ganze Krystallwelt beherrscht. Alle die zahllosen Krystallformen, die bisher untersucht worden sind, folgen ihm und unterscheiden sich dadurch auf das Wesentlichste von anderen geometrisch denkbaren Polyedern, bei denen das Gesetz nicht zutrifft und die daher als krystallographisch unmöglich bezeichnet werden müssen, wie z. B. das von regulären Fünfecken begrenzte Dodekaeder (Pentagondodekaeder), das Ikosaeder und andere.

27. Andere Fassung des Gesetzes der rationalen Kantenschnitte. Das Gesetz der rationalen Kantenschnitte läßt sich noch etwas anders fassen. Wenn

$$\frac{m}{a} : \frac{n}{b} : \frac{p}{c} = h : k : l$$

ist, so kann man ganz allgemein setzen:

$$m = ha, \text{ dann wird: } n = kb \text{ und } p = lc$$

wo h, k, l wieder rationale (ganze) Zahlen sind.

Die Abschnitte m, n, p der fünften Fläche *MNP* können somit als rationale Vielfache der Abschnitte a, b, c der vierten Fläche *ABC* je auf derselben Kante dargestellt werden, d. h. als solche, wobei die Koeffizienten h, k, l von a, b, c stets rationale (ganze) Zahlen sind (∞ eingeschlossen). Ebenso können die Abschnitte m_1, n_1, p_1 einer sechsten Fläche $M_1N_1P_1$ in den Abschnitten a, b, c ausgedrückt werden:

$$m_1 = h_1 a, \quad n_1 = k_1 b, \quad p_1 = l_1 c,$$

wo h_1, k_1, l_1 wieder rationale (ganze) Zahlen sind. In gleicher Weise ist dies für jede andere Fläche möglich und stets sind die Koeffizienten h, k, l, etc. der Abschnitte a, b, c der vierten Fläche rationale (ganze) Zahlen. Das Gesetz der rationalen Kantenschnitte kann also auch

ausgesprochen werden: *Die Abschnitte, welche die Flächen eines Krystalls auf drei von drei anderen Flächen desselben Krystalls gebildeten Kanten machen, können als rationale (ganze) Vielfache der Abschnitte ausgedrückt werden, die eine beliebige vierte Fläche des Krystalls von jenen drei Kanten abschneidet.*

Ferner: Wenn eine Fläche $M_1N_1P_1$ auf den drei Kanten OK, OY, OZ die Stücke $m_1n_1p_1$ abschneidet und wenn weitere Flächen $M_2N_2P_2$, $M_3N_3P_3$, ... durch die Abschnitte $m_2n_2p_2$, $m_3n_3p_3$, ... bestimmt sind, dann ist nach dem Vorhergehenden unter Benutzung der dortigen Bezeichnungen:

$$m_1 = h_1\,a \qquad n_1 = k_1\,b \qquad p_1 = l_1\,c$$
$$m_2 = h_2\,a \qquad n_2 = k_2\,b \qquad p_2 = l_2\,c$$
$$m_3 = h_3\,a \qquad n_3 = k_3\,b \qquad p_3 = l_3\,c$$

Hieraus ergeben sich ohne weiteres die Verhältnisse:

$$m_1 : m_2 : m_3 : \ldots\ldots = h_1 : h_2 : h_3 : \ldots\ldots$$
$$n_1 : n_2 : n_3 : \ldots\ldots = k_1 : k_2 : k_3 : \ldots\ldots$$
$$p_1 : p_2 : p_3 : \ldots\ldots = l_1 : l_2 : l_3 : \ldots\ldots$$

wo wieder $h_1k_1l_1$, etc. rationale (ganze) Zahlen sind. Nach dem *Gesetz der rationalen Kantenschnitte liegen also die Flächen der Krystalle so gegeneinander, daß die Abschnitte, die sie auf jeder der drei Kanten OX, OY, OZ machen, in rationalen Verhältnissen zueinander stehen.*

Diese letztere Fassung läßt sich nun noch etwas modifizieren.

Denkt man sich (Fig. 22) jene fünfte Fläche MNP, welche von den drei Kanten OA, OB, OC Stücke in dem Verhältnis: $m : n : p = ha : kb : lc$ abschneidet, parallel mit sich durch einen der drei Punkte A, B, C, also hier z. B. durch C gelegt, in welchem die vierte Fläche ABC die Kante OZ trifft, so daß MNP nun die Lage M^1N^1C hat, so schneidet sie von dieser Kante ein Stück $OC = c$ ab und von den Kanten OX und OY die Stücke:

$$OM^1 = m^1 = \frac{h}{l}a = h^1a \text{ und } ON^1 = n^1 = \frac{k}{l}b = k^1b,$$

wo $h^1 = \frac{h}{l}$ und $k^1 = \frac{k}{l}$. Eine weitere durch den Punkt C gehende Fläche M^2N^2C ist unzweideutig gegeben durch die Abschnitte: $m^2 = h^2a$ und $n^2 = k^2b$ und so jede andere Fläche des Krystalls, die man durch C hindurchgelegt denkt. Die Abschnitte dieser Flächen auf den Kanten OX und OY sind nun:

$$m^1 = h^1a;\ m^2 = h^2a;\ m^3 = h^3a;\ \ldots\ldots$$
$$n^1 = k^1b;\ n^2 = k^2b;\ n^3 = k^3b;\ \ldots\ldots$$

es verhält sich daher wie vorhin:

$$m^1 : m^2 : m^3 : \ldots\ldots = h^1 : h^2 : h^3 : \ldots\ldots$$
$$n^1 : n^2 : n^3 : \ldots\ldots = k^1 : k^2 : k^3 : \ldots\ldots$$

Da nun h, k, l etc. rationale (ganze) Zahlen sind, so müssen h^1, k^1 etc.

ebenfalls rational sein und man kann das Gesetz der rationalen Kantenschnitte auch so aussprechen: *Denkt man sich alle Flächen eines Krystalls durch denselben Punkt der einen der drei Kanten gelegt, so schneiden sie auf jeder der beiden anderen Kanten Stücke ab, welche zueinander in rationalen Verhältnissen stehen* (vergl. das Beispiel (29)).

Es läßt sich auf mathematischem Wege zeigen, daß, wenn für eine Krystallform unter Zugrundelegung von vier beliebigen Flächen derselben das Gesetz der rationalen Kantenschnitte gilt, es unter allen Umständen notwendigerweise auch unter Zugrundelegung irgend beliebiger vier anderer Flächen dieser Form gelten muß. Es genügt also, die Rationalität der Kantenschnitte für eine einzige Gruppe von vier Flächen nachzuweisen.

28. Mögliche Krystallflächen. Krystallreihe. An jedem Krystall findet sich natürlich nur eine bestimmte endliche und zwar meist nicht sehr große Zahl von Flächen ausgebildet, und diese sind alle nach dem oben genannten Gesetze gruppiert. Man muß hieraus schließen, daß, wenn an dem Krystall (oder einem anderen sonst ganz gleichen derselben Substanz) noch eine weitere Fläche ausgebildet wäre, diese ebenfalls auf jeder der drei Kanten Stücke abschneiden würde, welche mit den anderen dort von den sonstigen Flächen abgeschnittenen Stücken in rationalen Verhältnissen stehen. Es ist kein Grund vorhanden, warum irgend eine der durch dieses Verhalten charakterisierten Flächen nicht sollte an einem Krystall derselben Substanz vorkommen können. In der Tat beobachtet man an neu aufgefundenen Krystallen der verschiedenen Substanzen tagtäglich neue Flächen, welche alle nach diesem Gesetz angeordnet und nach ihm mit den anderen schon früher bekannt gewesenen Flächen verbunden sind. Man kann daher sagen: *An den Krystallen einer bestimmten Substanz können alle Flächen möglicherweise vorkommen (sind alle Flächen möglich), deren Abschnitte auf drei beliebigen Kanten in rationalen Verhältnissen zueinander stehen, die also dem Gesetz der rationalen Kantenschnitte folgen.*

Die Gesamtheit aller der unendlich vielen an einem Krystall möglichen Flächen, resp. die Gesamtheit aller von diesen Flächen begrenzten einfachen Krystallformen bildet die *Krystallreihe* oder *Formenreihe* der betreffenden Substanz. Sie ist implicite bekannt, wenn man nur vier beliebige Flächen des letzteren und ihre gegenseitigen Neigungen kennt, wenn diese vier Flächen so gegeneinander liegen, wie die oben (26, 27) betrachteten. Alle anderen lassen sich aus diesen vieren ableiten, wie wir unten noch eingehender sehen werden. Es ist dabei ganz gleichgültig, von welcher Gruppe von vier solcher Flächen man ausgeht, stets erhält man denselben durch die Neigungswinkel charakterisierten Flächenkomplex, d. h. eben die Formenreihe der betreffenden Substanz.

Für unmöglich an einem Krystall müssen dagegen solche Flächen gehalten werden, deren Abschnitte auf jeder der drei in einem Punkt

sich schneidenden Kanten mit den entsprechenden Abschnitten der anderen Flächen nicht in rationalen Verhältnissen stehen; solche Flächen, welche jenem Gesetz nicht folgen, sind noch nie beobachtet worden.

Welche von den möglichen Flächen an einem Krystall tatsächlich zur Ausbildung gelangt sind, hängt von den speziellen Verhältnissen ab, unter denen dieser Krystall entstanden ist. Unter anderen Bildungsbedingungen entstehende Krystalle derselben Substanz umgeben sich auch mit anderen Flächen, die aber alle der nämlichen Krystallreihe angehören.

Mögliche Kanten eines Krystalls sind Linien, in denen sich mögliche Flächen desselben schneiden.

29. Beispiel. An einem Krystall von *Kieselzinkerz* sind die in Fig. 23 dargestellten Flächen vorhanden, welche sich unter den für dieses Mineral charakteristischen Winkeln (21) schneiden. Wählt man unter diesen Flächen drei beliebige z. B. a, b, c aus, so schneiden sie sich, gehörig erweitert, in einem Punkt O, von dem die drei Kanten $b/c = OX$, $c/a = OY$ und $a/b = OZ$ ausgehen, wie dies in Fig. 24 besonders gezeichnet ist. Eine Messung der drei Winkel a/b, b/c, b/a ergibt, daß sie alle $= 90^\circ$ sind.

Fig. 23.

Fig. 24.

Wählt man nun unter den übrigen Flächen noch eine vierte, z. B. z ganz beliebig aus, so schneidet diese die Kanten OX, OY, OZ in A', B' C, und die Winkelmessung ergibt, daß: $\measuredangle\ z/a = 137^\circ\ 52'$ und $\measuredangle\ z/b = 106^\circ\ 46'$. Setzt man $OC = 1$, so findet man aus den erwähnten Winkeln: $OA' = 0{,}817$; $OB' = 2{,}099$. (25, Schluß). Nimmt man nun die Fläche s, so erhält man für diese: $\measuredangle\ s/a = 113^\circ\ 54'$ und $\measuredangle\ s/b = 129^\circ\ 7'$; und wenn s ebenfalls durch C geht und OX und OY in A'' und B'' schneidet, so ist: $OA'' = 1{,}633$ und $OB'' = 1{,}049$. Die Verhältnisse der auf denselben Achsen OX resp. OY abgeschnittenen Stücke: $\frac{OA''}{OA'} = \frac{1{,}633}{0{,}817} = 2$ und: $\frac{OB''}{OB'} = \frac{1{,}049}{2{,}099} = \frac{1}{2}$ sind dann in der Tat rational, wie es das Gesetz der rationalen Kantenschnitte verlangt. In derselben Weise würde sich jede weitere Fläche des Krystalls verhalten, und zum gleichen Resultat würde man kommen, wenn man irgend drei andere Flächen statt a, b, c, und eine andere statt z gewählt hätte.

Eine Fläche, welche gegen a und b unter Winkeln $= 105^\circ\ 53'$ und $148^\circ\ 25'$ geneigt ist, würde, wenn auch sie durch den Punkt C ginge, auf OX und OY Stücke abschneiden: $OA''' = OA'' = 1{,}633$ und $OB''' = 0{,}525$ und die Verhältnisse $\frac{OA'''}{OA'} = \frac{1{,}633}{0{,}817} = 2$ und $\frac{OB'''}{OB'} = \frac{0{,}525}{2{,}099} = \frac{1}{4}$ wären auch hier rational. Man könnte erwarten, daß eine unter den angegebenen Winkeln gegen a und b geneigte Fläche an irgend einem anderen Kieselzinkerzkrystall, als dem vorliegenden, dem sie fehlt, vorkommt. In der Tat kennt man auch Krystalle dieses Minerals, an welchen sich eine Fläche mit solchen Neigungen gegen a und b findet. Wäre dies nicht der Fall, so müßte man es doch für nicht ausgeschlossen halten, daß man noch einmal einen Kieselzinkerzkrystall mit einer solchen Fläche fände; es wäre eine mögliche Fläche des Kieselzinkerzes, eine solche, die der Krystallreihe des Kieselzinkerzes angehört.

Dagegen müßte man eine Fläche, welche gegen *a* und *b* unter 120° und 130° geneigt ist und also, durch *C* gehend, von OX und OY Stücke = 1,161 und 0,903 abschneidet, am Kieselzinkerz für unmöglich halten, da die Verhältnisse: $\frac{1,161}{0,817} = 1,421\ldots$ und $\frac{0,903}{2,099} = 0,430\ldots$ irrational sind. In der Tat ist auch eine Fläche mit solchen Neigungen gegen *a* und *b* noch nie beobachtet worden.

30. Achsen. Um eine leichte und bequeme Übersicht über sämtliche Flächen eines Krystalls zu erhalten, bezieht man dieselben in ganz ähnlicher Weise auf Achsen, wie dies in der analytischen Geometrie geschieht. Man denkt sich durch einen beliebigen Punkt im Innern des Krystalls, den *Achsenmittelpunkt* oder *Krystallmittelpunkt* drei nicht in einer Ebene liegende Gerade OX, OY, OZ als Achsen gezogen, die das *Achsensystem* des Krystalls bilden (Fig. 25). Auf ihnen ist je ein positiver und ein negativer Ast zu unterscheiden. Sie werden stets in ganz bestimmter Weise aufgestellt gedacht und benannt. Die eine Achse denkt man sich aufrecht stehend; sie heißt die *Vertikalachse* und wird mit *c* bezeichnet; der positive Ast $+c$ geht nach oben, der negative $-c$ nach unten. Die zweite, die *Querachse* *b*, geht von rechts ($+b$) nach links ($-b$). Die dritte, die *Längsachse* *a*, geht von vorn ($+a$) nach hinten ($-a$). Durch je zwei Achsen, OX und OY, OY und OZ, OZ und OX, wird eine Ebene, *Achsenebene*, bestimmt. Die drei Achsenebenen XOY, YOZ, ZOX teilen den Raum in acht Raumabschnitte, *Oktanten*. In diesen liegen die den Krystall begrenzenden Flächen rings um den Achsenmittelpunkt herum. Wenn man die Lage jeder einzelnen Fläche des Krystalls an den Achsen kennt, so kennt man auch die Lage sämtlicher Flächen desselben gegeneinander, ihre Anordnung in der Krystallform, und damit ist dann diese selbst mathematisch bestimmt. Wir werden im folgenden die Verwendung der Achsen zum Studium der Krystalle speziell und eingehend zu betrachten haben.

Fig. 25.

(Chr. S. Weiss. De indagando formarum crystallinarum charactere geometrico principali. Diss. Leipzig 1809.)

31. Parameter. Flächenausdruck. Jede Krystallfläche z. B. *a b c* (Fig. 25) ist in ihrer Lage an den Achsen unzweideutig gegeben durch die drei Stücke $Oa = a$, $Ob = b$, $Oc = c$, die sie von jenen abschneidet, und die man die *Parameter* der Fläche nennt. Sie sind je nach der Lage der Fläche, je nachdem diese die Achsen auf der positiven oder negativen Seite schneidet, $+$ oder $-$. Da die Flächen parallel mit sich beliebig verschoben werden können, so kommt es, wie bei den Kantenschnitten (25), nicht auf die absoluten Längen

dieser Stücke an; auch hier ist nur ihr Verhältnis, das *Parameterverhältnis* der Fläche:

$$Oa : Ob : Oc \text{ oder } a : b : c$$

maßgebend. Schon hierdurch ist die Fläche in ihrer Lage an den Achsen (dem Achsensystem) unzweideutig krystallographisch bestimmt. Man kann daher die drei Parameter einer Fläche ebenfalls mit derselben beliebigen Zahl r multiplizieren oder dividieren, ohne daß die Fläche dadurch eine andere krystallographische Bedeutung erlangt. Das Verhältnis $a : b : c$ geht dann über in:

$$ra : rb : rc \text{ oder } \frac{a}{r} : \frac{b}{r} : \frac{c}{r}.$$

Alle diese Verhältnisse sind aber identisch und stellen dieselbe Krystallfläche dar, nur in verschiedenen Parallellagen mit jeweilig anderer Centraldistanz. Die Multiplikation oder Division ist, wie wir ebenfalls schon bei der Betrachtung der Kantenschnitte gesehen haben, nichts anderes, als der analytische Ausdruck der Parallelverschiebung: bei der Multiplikation nach außen (vom Achsenmittelpunkt O weg), bei der Division nach innen (gegen den Achsenmittelpunkt O hin).

Die Fläche *abc* liegt in dem Oktanten zwischen den drei positiven Achsenästen und hat daher das Parameterverhältnis : $+a : +b : +c$ oder kurz: $a : b : c$. Läge sie in dem daran nach unten anstoßenden Oktanten, so wäre der Schnitt auf der Achse c negativ und das Parameterverhältnis wäre: $a : b : -c$. Geht eine Fläche mit einer Achse z. B. der Achse OZ parallel und schneidet sie auf den beiden Achsen $+X$ und $+Y$ Stücke a und b ab, so gilt für sie das Parameterverhältnis: $a : b : \infty$, resp. in den links anstoßenden Oktanten: $a : -b : \infty$ etc. Ist eine Fläche zwei Achsen, z. B. OX und OY parallel und schneidet sie die dritte Achse OZ in der Entfernung p von O, so wäre für sie jenes Verhältnis $= \infty : \infty : p$ resp. $\infty : \infty : -p$. Eine solche Fläche würde der Achsenebene XOY parallel gehen; ihr Parameterverhältnis könnte auch, nach Division aller drei Parameter mit p, in der Form: $\infty : \infty : 1$ resp. $\infty : \infty : -1$ geschrieben werden.

Das Verhältnis der drei Parameter einer Fläche unter Berücksichtigung der +- und —-Vorzeichen der Achsenschnitte nennt man den *Achsenausdruck*, den *Ausdruck* oder das *Symbol* der Fläche, kurz den *Flächenausdruck*. Das Symbol, der Ausdruck, der Fläche *abc* wäre danach: $a : b : c$, die Symbole der anderen oben erwähnten Flächen wären: $a : b : -c$; $a : b : \infty$; $a : -b : \infty$; $\infty : \infty : p$ oder $\infty : \infty : 1$ resp. $\infty : \infty : -1$.

Für die weitere Fläche *def* (Fig. 25) mit den Achsenschnitten (Parametern) $Od = d$, $Oe = e$, $Of = f$ wäre: $d : e : f$ der Ausdruck u. s. w. In allen diesen Symbolen beziehen sich die drei Parameter der Reihe nach auf die drei Achsen OX, OY, OZ.

32. Achsenlängen. Ableitungszahlen. Zweckmäßig ist es, wenn man in den Flächensymbolen die Parameter nicht direkt durch die Werte d, e, f etc. ausdrückt, sondern wenn man auf den drei Achsen drei Stücke a, b, c annimmt, und sie als gemeinsames Maß für die Parameter aller Flächen des Krystalls je auf der betreffenden Achse benutzt (Fig. 26). Jeder Parameter wird dann dadurch ausgedrückt, daß man angibt, wieviel länger er ist, als das betreffende Stück a, b oder c. Die Parameter d, e, f erhalten dann die Form:

Fig. 26.

$$d = ma;\ e = nb;\ f = pc$$

und ebenso die Parameter anderer Flächen $d_1\, e_1\, f_1$, $d_2\, e_2\, f_2$ etc.:

$$d_1 = m_1 a;\ e_1 = n_1 b;\ f_1 = p_1 c.$$
$$d_2 = m_2 a;\ e_2 = n_2 b;\ f_2 = p_2\, c \text{ etc.}$$

Die so als gemeinschaftliche Einheitsmaße für die Parameter aller Flächen des Krystalls auftretenden Stücke a, b, c, die in gleicher Weise in den Parametern aller Flächen wiederkehren, heißen die *Achsenlängen* oder *Achseneinheiten*. Die von einer Fläche zur anderen wechselnden Zahlen m, n, p etc., die angeben, wieviel mal die Parameter größer sind als die Achsenlängen, werden die ***Ableitungszahlen*** der betreffenden Fläche genannt. Wenn die Achsenlängen in einem Achsensystem ein für allemal fest bestimmt sind, ist jede Fläche durch ihre drei Ableitungszahlen ihrer Lage nach unzweideutig gegeben. Die Achsenlängen a, b, c sind absolute positive Werte. Die Ableitungszahlen sind je nach der Lage der Fläche $+$ oder $-$; eine von ihnen oder auch zwei können $= \infty$ sein, wenn die Fläche der einen Achse oder zweien derselben (d. h. der von ihnen bestimmten Achsenebene) parallel ist.

Sind die Parameter in den Achsenlängen und den Ableitungszahlen ausgedrückt, dann erhalten wir, entsprechend den Auseinandersetzungen des vorigen Paragraphen, Flächensymbole von folgender Form:

$$d : e : f = ma : nb : pc$$
$$d : e : \infty = ma : nb : \infty c$$
$$d : -e : \infty = ma : -nb : \infty c \text{ etc.}$$

und es sind m, n, p; m, n, ∞; $m, -n, \infty$ etc. die Ableitungszahlen dieser Flächen.

Da die Parameter einer Fläche stets mit derselben Zahl multipliziert oder dividiert werden können, kann dies selbstverständlich auch mit den Ableitungszahlen geschehen. Es handelt sich eben bei der Angabe der Lage einer Fläche nicht um die absoluten Werte der Ableitungszahlen m, n und p; die Fläche ist schon durch das Verhältnis der Ableitungszahlen $m : n : p$ krystallographisch unzweideutig gegeben.

33. Wahl der Achsen. Im allgemeinen ist es völlig gleichgültig, welche Lage die Achsen in dem Krystall haben, stets kann man in der angegebenen Weise die Flächen des Krystalls und damit den Krystall selbst auf das Achsensystem beziehen. Man hat aber gefunden, daß Achsensysteme von bestimmter Beschaffenheit sich durch besondere Vorzüge vor allen anderen auszeichnen. Diese sind es daher, die bei der Betrachtung der Krystalle benützt werden. Achsensysteme dieser Art sind solche, die aus den Begrenzungselementen der Krystalle selber genommen werden, bei denen die Achsenebenen der Richtung nach Flächen (wirklich vorhandenen oder möglichen), die Achsen selbst also Kanten (wirklich vorhandenen oder möglichen) des Krystalls entsprechen (25), (28).

Ein solches Achsensystem erhält man, wenn man drei (wirklich vorhandene oder mögliche) Flächen des Krystalls, die nicht alle drei einer und derselben Geraden parallel gehen (nicht in einer Zone liegen), parallel mit sich durch einen beliebigen Punkt im Innern des Krystalls verschoben denkt, der dann den Krystall- oder Achsenmittelpunkt darstellt. Diese drei Flächen, die die *Fundamentalflächen* genannt werden, haben (Fig. 26) die Lage XOY, YOZ, ZOX. Sie bilden die drei Achsenebenen und schneiden sich in den drei Achsen OX, OY, OZ. Diese sind, als Durchschnittslinien von Krystallflächen, der Richtung nach Kanten des Krystalls, die nun aber hier nicht an der äußeren Begrenzung liegen, sondern durch dessen Mitte hindurchgehen. Ebenso sind die 8 Oktanten nichts anderes als dreikantige Ecken des Krystalls, die jedoch hier im Achsenmittelpunkt zusammenstoßen.

Sind nun die so bestimmten Achsen durch den Achsenmittelpunkt O hindurchgehende Kanten, so gilt für sie alles, was für Krystallkanten überhaupt gilt. Namentlich müssen nach dem Gesetz der rationalen Kantenschnitte die Abschnitte (Parameter) der übrigen Flächen des Krystalls auf jeder Achse in einem rationalen Verhältnis zueinander stehen (26, 27).

Um dies für den Gebrauch der Achsen anwendbar zu machen, wählt man irgend eine beliebige weitere vierte Fläche des Krystalls z. B. abc (Fig. 26), deren Lage an den Achsen durch das Verhältnis der Parameter (den Flächenausdruck) $a : b : c$ gegeben ist. Diese Parameter a, b, c benützt man sodann als die Achseneinheiten oder die Achsenlängen (32), um in ihnen die Parameter aller weiteren Flächen auszudrücken. Wegen der Parallelverschiebbarkeit der vierten Fläche kommt es nicht auf die absoluten Werte der Achsenlängen an, sondern nur auf ihr Verhältnis: $a : b : c$, das sog. *Achsenverhältnis.* Man kann auch die drei Achsenlängen mit jeder beliebigen Zahl multiplizieren oder dividieren.

Die vierte Fläche, die auf den Achsenrichtungen die Achseneinheiten

a, b, c abschneidet, wird die *Einheitsfläche* des Achsensystems genannt. Fundamentalflächen und Einheitsfläche bestimmen dann miteinander das Achsensystem. Sie werden wohl auch zusammen als die *Elementarflächen* des Krystalls für das betreffende Achsensystem bezeichnet.

Schneidet nun eine fünfte Fläche von den drei Achsen die Parameter d, e, f ab, so müssen nach dem Gesetz der rationalen Kantenschnitte (26, 27) in der Proportion:

$$\frac{d}{a} : \frac{e}{b} : \frac{f}{c} = m : n : p$$

m, n, p rationale (ganze) Werte haben. Man kann dann auch hier setzen:

$$d = ma;\ e = nb;\ f = pc$$

m, n und p sind alsdann die Ableitungszahlen der fünften Fläche, wenn deren Parameter d, e, f in den Achsenlängen a, b, c (den Parametern der vierten Fläche) ausgedrückt werden, und diese Ableitungszahlen müssen notwendig rationale (ganze) Zahlen sein. Das Symbol der fünften Fläche wird dann (32):

$$d : e : f = ma : nb : pc$$

und ebenso würde man für alle weiteren Flächen an dem Krystall, $d_1\ e_1\ f_1$; $d_2\ e_2\ f_2$ etc., mit den Parametern d_1, e_1, f_1; d_2, e_2, f_2 etc. die in den Achseneinheiten ausgedrückten Symbole erhalten können. Es wäre dann das Symbol für:

$$d_1\ e_1\ f_1 \qquad d_1 : e_1 : f_1 = m_1a : n_1b : p_1c$$
$$d_2\ e_2\ f_2 \qquad d_2 : e_2 : f_2 = m_2a : n_2b : p_2c \text{ etc.}$$

wo wieder die Ableitungszahlen m_1, n_1, p_1; m_2, n_2, p_2 etc. rationale (ganze) Zahlen wären.

Indem man so die Parameter aller Flächen eines Krystalls in denen einer beliebigen einzigen, der Einheitsfläche, d. h. also in den Achsenlängen ausdrückt, ist die Lage jeder Fläche durch einige meist einfache ganze oder gebrochene rationale Zahlen, die Ableitungszahlen, gegeben. Die Begrenzung der Krystalle wird so in sehr einfacher und übersichtlicher Weise durch die derartig gestalteten Flächensymbole bestimmt. Dies ist der Grund, warum man die Achsen stets auf diese Art aus der Begrenzung der Krystalle wählt und warum man die Flächensymbole mit Hilfe der Achsenlängen und der Ableitungszahlen schreibt. Würde man die Parameter direkt und ohne Zuhilfenahme der Achsenlängen auszudrücken versuchen, oder würde man als Elementarflächen Flächen wählen, die der Begrenzung (der Formenreihe) des Krystalls nicht angehören, so würde dies auf komplizierte irrationale Zahlen und auf sehr wenig übersichtliche Flächenausdrücke führen, durch die das Studium der Krystalle sehr wesentlich erschwert werden müßte.

34. Gesetz der rationalen Achsenschnitte. Das Gesetz der rationalen Kantenschnitte kann nun nach dem Angeführten auch das Ge-

setz der *rationalen Achsenschnitte* (*Parameter*), oder das Gesetz der *rationalen Ableitungszahlen* genannt und so ausgesprochen werden: *Die Ableitungszahlen aller Flächen eines Krystalls sind rational*, aber nur unter der Voraussetzung, daß die Achsen parallel mit wirklichen oder möglichen Kanten des Krystalls sind, und daß die Achsenlängen auf diesen durch eine Krystallfläche abgeschnittene Stücke sind. Man kann ferner sagen: *An einem Krystall sind alle solche Flächen möglich, welche von derartigen Achsen Stücke mit rationalen Ableitungszahlen abschneiden, während Flächen mit irrationalen Ableitungszahlen unmöglich sind.*

Die Neigung und die Länge der Achsen, sowie die Ableitungszahlen, welche an diesen Achsen die einzelnen Flächen eines Krystalls bestimmen, haben stets andere Werte, je nachdem man diese oder andere Flächen desselben als Einheits- und Fundamentalflächen wählt. Durch eine geschickte Wahl dieser letzteren kann man bewirken, daß die Ableitungszahlen der Flächen sehr kleine Zahlen sind, 1, 2, 3, selten mehr, abgesehen von ∞; man spricht daher auch von dem *Gesetz der einfachen rationalen Ableitungszahlen.*

35. Spezielle Betrachtungen der Ableitungszahlen. Einige spezielle Verhältnisse der Ableitungszahlen ergeben sich nun aus denen der Parameter (31) von selbst, so daß sich das dort Angeführte in entsprechender Abänderung hier wiederholt.

Selbstverständlich kann man wie die Parameter einer Fläche so auch deren Ableitungszahlen mit derselben Zahl multiplizieren oder dividieren (32), ohne daß die krystallographische Bedeutung des Ausdrucks irgendwie geändert wird. Es ist z. B. für die Fläche $d\ e\ f$ das Symbol:

$$d : e : f = ma : nb : pc = r \cdot ma : r \cdot nb : r \cdot pc = rm \cdot a : rn \cdot b : rp \cdot c$$

$$\text{oder} = \frac{ma}{r} : \frac{nb}{r} : \frac{pc}{r} = \frac{m}{r}a : \frac{n}{r}b : \frac{p}{r}c.$$

Beziehen sich die Achsenabschnitte einer Fläche auf einen positiven oder negativen Achsenast, sind also ihre Parameter positiv oder negativ, so wird dies durch das + oder — Vorzeichen der entsprechenden Ableitungszahlen zum Ausdruck gebracht, wobei aber + als selbstverständlich gewöhnlich fortbleibt. Danach hat eine Fläche im oberen, vorderen, rechten Oktanten, der von den drei positiven Achsenästen gebildet wird, im allgemeinen den Ausdruck: $+ ma : + nb : + pc$ oder kurz $ma : nb : pc$ mit den Ableitungszahlen: $+ m, + n, + p$. Eine Fläche in dem nach unten anstoßenden Oktanten ist: $ma : nb : - pc$ mit den Ableitungszahlen $+ m, + n, - p$ etc. Die Einheitsfläche würde den Ausdruck: $a : b : c$ mit den Ableitungszahlen 1, 1, 1 erhalten. Geht eine Fläche einer Achse parallel, ist also der zu dieser Achse gehörige Parameter $= \infty$, so ist auch die entsprechende Ableitungszahl $= \infty$. Eine Fläche parallel mit der Achse c würde also, je nachdem sie rechts

oder links liegt, die Ausdrücke: $ma : nb : \infty c$ oder $ma : -nb : \infty c$ erhalten. Geht eine Fläche zwei Achsen parallel, sind also zwei Parameter derselben $= \infty$, dann ist die Fläche eine Fundamentalfläche. Ist sie z. B. den Achsen OX und OY parallel, dann hat sie ganz allgemein den Ausdruck: $\infty a : \infty b : pc$; wenn man die drei Ableitungszahlen ∞, ∞, p mit p dividiert erhält man: $\infty a : \infty b : c$ als das Symbol der Achsenebene (Fundamentalfläche) XOY.

36. Spezielle Flächenausdrücke. Die an einem Achsensystem auftretenden Krystallflächen können in dreifach verschiedener Weise an diesem liegen. Sie schneiden entweder alle drei Achsen, oder sie schneiden nur zwei und sind der dritten parallel, oder endlich sie schneiden nur eine einzige Achse und sind parallel den beiden anderen. Flächen der ersten Art, bei denen alle drei Ableitungszahlen endliche Werte haben, heißen im allgemeinen *Oktaid-* oder *Pyramidenflächen*; hierher gehört vor allem auch die Einheitsfläche. Flächen der zweiten Art mit zwei endlichen und einer unendlichen Ableitungszahl werden *Dodekaid-* oder *Prismen-* resp. *Domenflächen* genannt. Flächen der dritten Art mit einer endlichen Ableitungszahl und zwei unendlichen haben den Namen *Hexaid-* oder *Pinakoidflächen* erhalten. Es sind ihrer drei, die wir schon als die Fundamentalflächen mehrfach kennen gelernt haben.

Beispiele spezieller Flächenausdrücke sind:

Oktaidflächen: $2a : b : c$; $a : \frac{3}{2}b : -c$ und namentlich die Einheitsfläche: $a : b : c$.

Dodekaidflächen: $\infty a : 3b : c$; $2a : \infty b : -3c$; $-a : b : \infty c$.

Hexaidflächen: $a : \infty b : \infty c$; $\infty a : b : \infty c$; $\infty a : \infty b : c$, es sind die drei Fundamentalflächen.

37. Parallele Gegenflächen. Eine Fläche schneidet auf der einen Seite des Achsenmittelpunkts von den Achsen Stücke ab, welche in demselben Verhältnis stehen, wie die von der parallelen Gegenfläche auf der anderen Seite des Achsenmittelpunkts abgeschnittenen Stücke (Fig. 27). Aber die von der einen Fläche auf der einen Seite abgeschnittenen Stücke haben entgegengesetzte Vorzeichen in Beziehung auf die von der Parallelfläche auf der anderen Seite abgeschnittenen. Man erhält also den Ausdruck der Gegenfläche zu einer Krystallfläche $ma : nb : pc$, wenn man deren Ableitungszahlen mit -1 multipliziert. Die Gegenfläche ist also: $-ma : -nb : -pc$, also z. B. $-a : -b : -c$ die Gegenfläche zu $a : b : c$; $2a : -b : -c$ zu $-2a : b : c$ etc.

Fig. 27.

38. Achsensystem. Ein Achsensystem ist bestimmt, wenn man kennt: 1. das Achsenverhältnis $a : b : c$; 2. die drei Achsenwinkel, d. h. die Winkel, welche die Achsen miteinander einschließen: $\alpha = b/c$; $\beta = c/a$; $\gamma = a/b$ (Fig. 26). Das Achsenverhältnis und die Achsenwinkel bilden zusammen die *Achsenelemente* (kurz die Elemente) des betr. Krystalls. Da es bei den Achseneinheiten nur auf das Verhältnis, nicht auf die absoluten Längen ankommt, kann man sie mit einer beliebigen Zahl dividieren, z. B. mit einer der drei Achsenlängen, etwa b. Man erhält dann: $a : b : c = a/b : 1 : c/b$. Wenn man nun für a/b wieder a, für c/b wieder c setzt, läßt sich das Achsenverhältnis ebenso allgemein auch unter der Form: $a : 1 : c$, ebenso aber auch unter der Form: $1 : b : c$ oder $a : b : 1$ schreiben. Die eine der drei Achsen ist dann die Einheit, in der die

beiden anderen ausgedrückt sind. Mit anderen Worten: Man kann in dem Achsenverhältnis $a:b:c$ eine der drei Achsen $= 1$ setzen und die beiden anderen in dieser Einheit ausdrücken, d. h. angeben, wieviel mal länger oder kürzer sie sind als diese. Die Achsenelemente eines Krystalls enthalten also nur 5 voneinander unabhängige unbekannte Stücke: 2 der Achsen etwa a und c (wenn $b = 1$) (resp. die Verhältnisse: $\frac{a}{b}$ u. $\frac{c}{b}$), sowie die 3 Achsenwinkel α, β, γ. Ihre Bestimmung ist am einfachsten, wenn die Winkel der drei Fundamentalflächen zueinander und die der Einheitsfläche zu zwei Fundamentalflächen gemessen sind. Man verfährt dann ebenso, wie wir bei der Betrachtung der Kantenschnitte (25) gesehen haben. Die ersteren drei Winkel geben die Achsenwinkel α, β, γ und die zwei anderen die beiden Achsen, wenn die dritte $= 1$ gesetzt wird. Im allgemeinsten Fall sind 5 von einander ganz unabhängige Flächenwinkel des Krystalls nötig, wenn die Ausdrücke sämtlicher Flächen an dem betreffenden Achsensystem bekannt sind. Diese fünf Winkel, aus denen man das Achsensystem berechnet, werden dessen *Fundamentalwinkel* genannt. In einzelnen Spezialfällen, die wir weiter unten kennen lernen werden, nehmen die Achsenwinkel α, β, γ und das Achsenverhältnis $a:b:c$ besondere spezielle Werte an, so daß das Achsensystem weniger als 5 voneinander unabhängige unbekannte Größen enthält. Dann genügen auch weniger als fünf Fundamentalwinkel, und zwar braucht man stets ebensoviele, als unbekannte Stücke vorhanden sind, zur Bestimmung derselben. Diese letztere bildet eine Aufgabe der rechnenden Krystallographie und soll daher hier nicht weiter verfolgt werden.

Wie die Neigungswinkel der Flächen für alle Krystalle derselben Substanz charakteristisch sind (20, 21), so sind es demnach auch die Elemente der den Krystallen untergelegten Achsensysteme, welche nur von jenen Winkeln abhängen und aus ihnen berechnet werden; und wie nur bei Krystallen einer bestimmten Substanz gewisse Flächenwinkel vorkommen, so auch nur gewisse Achsenwinkel und Achsenverhältnisse, während andere unmöglich sind. Allerdings sind an einem und demselben Krystall viele Achsensysteme möglich, da jede Gruppe von vier in der oben angegebenen Weise gegeneinander liegenden Flächen desselben ein solches liefern. Aber alle diese Achsensysteme sind aufeinander zurückführbar und können auseinander abgeleitet werden, denn alle die in Frage kommenden Flächen stehen ja nach dem Gesetz der rationalen Kantenschnitte (oder nach dem Zonengesetze (44 ff.)) in einer bestimmten, mathematisch ausdrückbaren Beziehung zueinander. Die Achsensysteme von Krystallen verschiedener Substanzen lassen dagegen keinerlei gesetzmäßigen Zusammenhang erkennen und können daher auch nicht auseinander berechnet und ineinander übergeführt werden, ebensowenig wie sich ein gesetzmäßiger Zusammenhang zwischen der Anordnung der Flächen bei Krystallen verschiedener Substanzen und den Winkeln, die sie miteinander machen, erkennen läßt.

Die Ausdrücke aller an einem Achsensystem möglichen Flächen, also die Krystallreihe des betreffenden Krystalls (28), erhält man, wenn man für die Ableitungszahlen m, n, p der Reihe nach alle möglichen rationalen Werte (inkl. ∞) in den allgemeinen

Ausdruck: $ma : nb : pc$ einsetzt. Alle die verschiedenen an einem Krystall oder an allen Krystallen derselben Substanz möglichen Achsensysteme, die sich durch ihre Achsenwinkel und Achsenverhältnisse voneinander unterscheiden, geben dabei infolge des erwähnten gesetzmäßigen Zusammenhangs stets dieselbe Gruppe von Flächen, dieselbe Krystallreihe, indem sich die Flächen jedesmal unter denselben Winkeln schneiden. Dagegen erhält man aus Achsensystemen, welche von Krystallen verschiedener Substanzen abgeleitet sind, stets andere Krystallreihen mit anderen Flächenneigungen, und zwar mit denjenigen, welche für die betr. Substanz charakteristisch sind (20, 21). Durch die Achsensysteme resp. durch die Elemente derselben sind somit die Krystalle in ihren wesentlichen Gestaltungsverhältnissen bestimmt. Die Achsen geben gewissermaßen ein übersichtliches Bild der Krystallisation der verschiedenen Substanzen, welche sich demnach auch durch ihre Achsenelemente in krystallographischer Beziehung charakterisieren und voneinander unterscheiden lassen, ebenso wie durch die Flächenwinkel, aber weitaus einfacher und übersichtlicher, als durch diese.

39. Weißsche Flächenbezeichnung. Der Berliner Mineraloge *Christian Samuel Weiß*, der zu Beginn des 19. Jahrhunderts die Achsen in die Krystallographie einführte, hat auch zuerst die Flächensymbole in der Form:

$$ma : nb : pc$$

geschrieben, in der die Parameter durch *Multiplikation* der Achsenlängen a, b, c mit den Zahlen m, n, p (den Ableitungszahlen) erhalten werden. Diese Form der Achsenausdrücke wird danach die *Weißsche Flächenbezeichnung* genannt. Bei ihr wird mittels der Ableitungszahlen angegeben, wieviel mal *größer* die Parameter der Flächen sind, als die Achsenlängen; m, n, p werden dabei im allgemeinen als ganze Zahlen, seltener als Brüche angenommen.

40. Indices. Im Gegensatz zu *Weiß* kann man nun aber die Flächensymbole statt mit ganzen Ableitungszahlen auch mit gebrochenen schreiben in der Form:

$$\frac{1}{h}a : \frac{1}{k}b : \frac{1}{l}c \text{ oder } \frac{a}{h} : \frac{b}{k} : \frac{c}{l}$$

wo h, k, l dann ebenfalls rationale Werte haben müssen und allgemein als *ganze* Zahlen gedacht oder eventuell in solche umgewandelt werden können ((26) u. (35)). Sie werden die *Indices* der Fläche genannt. Durch diese Indices ist die Lage der Fläche an einem Achsensystem ebenso unzweideutig gegeben wie durch die Ableitungszahlen. Sie geben aber im Gegensatz zu den letzteren an, wieviel mal *kleiner* die Parameter der Fläche sind als die Achsenlängen. Man erhält die Parameter, indem man die Achsenlängen durch die Indices *dividiert*. Eine durch ihre Indices bestimmte Fläche liegt innerhalb des durch die Achsenebenen und die Einheitsfläche abgegrenzten Raumes, während die in Ableitungszahlen ausgedrückte Fläche, wenn jene ganze Zahlen sind, außerhalb dieses Raumes liegen muß. Wie bei den Ableitungszahlen kommt es auch bei den Indices einer Fläche

nur auf ihr Verhältnis, nicht auf ihre absoluten Werte an. Man kann auch die Indices mit jeder beliebigen Zahl multiplizieren oder dividieren, was hier gleichfalls einer Parallelverschiebung der Fläche entspricht. Wie die Ableitungszahlen, so sind auch die Indices + oder —, je nachdem sie sich auf einen positiven oder negativen Achsenzweig beziehen. Der Ableitungszahl ∞ entspricht selbstverständlich der Index 0; er drückt aus, daß die Fläche der betreffenden Achse parallel ist. Die mittels der Indices ausgedrückten Flächensymbole sind in der rechnenden Krystallographie und besonders auch bei der Betrachtung der Zonenverhältnisse (44 ff.) sehr bequem; sie werden daher mit großer Vorliebe benutzt.

41. Millersche Flächenbezeichnung. Der erste, der die Indices in den Achsenausdrücken der Krystalle in ausgedehntem Maße verwendete, war der englische Mineraloge *William Hallows Miller*. Er änderte aber die Symbole in ihrer Form und vereinfachte sie, indem er die Achsenlängen wegließ und *nur* die Indices schrieb und zwar stets in der Form der kleinstmöglichen ganzen Zahlen und in der Reihenfolge, in der sie sich auf die drei Achsen a, b, c beziehen. Ist ein Index negativ, so wird ein — darüber gesetzt. So sind also ganz allgemein nach Miller:

Die *Oktaidflächen*:

$$\frac{a}{h} : \frac{b}{k} : \frac{c}{l} = hkl \text{ und } \frac{a}{-h} : \frac{b}{-k} : \frac{c}{-l} = \bar{h}\,\bar{k}\,\bar{l}$$

oder speziell:

$$\frac{a}{2} : \frac{b}{3} : c = 231; \frac{a}{-3} : b : c = \bar{3}11;$$

$$a : b : c = 111 \text{ (die Einheitsfläche) etc.}$$

Da dem Maximalwert ∞ hier der Minimalwert 0 entspricht, so sind:

die *Dodekaidflächen*:

$$a : \infty b : c = a : \frac{b}{0} : c = 101; \frac{a}{2} : \frac{b}{-3} : \infty c = 2\bar{3}0 \text{ etc.}$$

die *Hexaidflächen* (Fundamentalflächen):

$$a : \infty b : \infty c = 100; \infty a : b : \infty c = 010; \infty a : \infty b : c = 001.$$

Die *Miller*sche Bezeichnungsweise soll bei der Beschreibung der Mineralien in diesem Buche besonders angewendet werden, daneben die *Naumann*sche, die bei der Betrachtung der einzelnen Krystallsysteme näher erläutert werden wird. Letztere unterscheidet sich von der Millerschen und der Weißschen im Prinzip dadurch, daß bei ihr nicht einzelne Flächen, sondern die ganzen einfachen Krystallformen durch besondere Zeichen zur Darstellung gelangen, unter Anwendung derselben Achsen auf denen auch die Weißschen und die Millerschen Symbole beruhen.

42. Umwandlung Weißscher Symbole in Millersche und umgekehrt. Häufig kommt man in die Lage, Weißsche Symbole in Millersche zu verwandeln

und umgekehrt. Dies kann leicht durch Division der Ableitungszahlen, resp. durch Multiplikation der Indices mit einer geeigneten Zahl bewerkstelligt werden. Es ist dies jedesmal die kleinste Zahl, in der die sämtlichen Ableitungszahlen resp. Indices ohne Rest enthalten sind, d. h. der kleinste gemeinschaftliche Faktor aller Ableitungszahlen resp. Indices.

a) *Weiß*sches Symbol in *Miller*sches verwandelt:
allgemein:

$$ma : nb : pc = \frac{ma}{mnp} : \frac{nb}{mnp} : \frac{pc}{mnp} = \frac{a}{np} : \frac{b}{mp} : \frac{c}{mn} = \frac{a}{h} : \frac{b}{k} : \frac{c}{l} = hkl,$$

speziell z. B.:

$$6a : 4b : 3c = \frac{6a}{12} : \frac{4b}{12} : \frac{3c}{12} = \frac{a}{2} : \frac{b}{3} : \frac{c}{4} = 234,$$

$$2a : \infty b : c = \frac{2a}{2} : \frac{b}{0} : \frac{c}{2} = a : \frac{b}{0} : \frac{c}{2} = 102 \text{ etc.}$$

b) *Miller*sches Symbol in *Weiß*sches umgewandelt:
allgemein:

$$hkl = \frac{a}{h} : \frac{b}{k} : \frac{c}{l} = \frac{hkl}{h} a : \frac{hkl}{k} b : \frac{hkl}{l} c = kl\,a : hl\,b : hk\,c = ma : nb : pc,$$

speziell z. B.:

$$312 = \frac{a}{3} : b : \frac{c}{2} = \frac{6}{3} a : 6b : \frac{6}{2} c = 2a : 6b : 3c$$

$$\text{(ev. auch: } a : 3b : \frac{3}{2} c \text{ oder } \frac{2}{3} a : 2b : c \text{ etc.)}$$

$$021 = \frac{a}{0} : \frac{b}{2} : c = \frac{2}{0} a : \frac{2b}{2} : 2c = \infty a : b : 2c \text{ etc.}$$

43. Beispiel. In dem oben (29) erwähnten Krystall von *Kieselzinkerz* seien a, b, c als Fundamentalflächen (Achsenebenen) gewählt. Sie schneiden sich unter 90°, also machen auch die von ihnen gebildeten Achsen rechte Winkel miteinander. Wählt man noch beliebig eine vierte Fläche als Einheitsfläche z. B. z, so ist für diese Annahme das Achsensystem des Kieselzinkerzes bekannt. Die drei Achsenwinkel sind: $\alpha = \beta = \gamma = 90°$; das Achsenverhältnis ist: $a : b : c = 0{,}817 : 2{,}099 : 1$. Der Ausdruck der Einheitsfläche z ist: $z = a : b : c = 111$. Derjenige der Fläche s wird dann: $s = 2a : \frac{1}{2} b : c = 4a : b : 2c = 142$ und derjenige der Fläche $A''' B''' C = 2a : \frac{1}{4} b : c = 8a : b : 4c = 182$. Die Fundamentalflächen sind wie immer: $a = a : \infty b : \infty c = 100$; $b = \infty a : b : \infty c = 010$; $c = \infty a : \infty b : c = 001$.

Hätte man dagegen, ohne die Fundamentalflächen zu ändern, s als Einheitsfläche genommen, dann wären wieder die Achsenwinkel: $\alpha = \beta = \gamma = 90°$, aber das Achsenverhältnis würde: $a : b : c = 1{,}633 : 1{,}049 : 1$. Jetzt hätte nicht mehr z, sondern s den Ausdruck: $a : b : c = 111$, der sich nun aber auf das neue Achsensystem bezieht. Dagegen hätte z in Beziehung auf dieses neue Achsensystem den Audruck: $\frac{1}{2} a : 2b : c = a : 4b : 2c = 412$ und $A''' B''' C$ wäre jetzt: $a : \frac{1}{2} b : c = 2a : b : 2c = 121$. Ein ferneres Achsenverhältnis würde die letztere Fläche geben, und ebenso jede andere, welche nicht einer Achse parallel ist. Ebenso könnte man auch stets andere Flächen zu Fundamentalflächen nehmen. Daß diese verschiedenen Achsensysteme wirklich untereinander in einer gesetzmäßigen Beziehung stehen und sich auseinander ableiten lassen, sieht man hier leicht, denn es ist: $a_z : a_s = 0{,}817 : 1{,}633 = 1 : 2$, d. h. $a_z = \frac{1}{2} a_s$; ferner $b_z : b_s = 2{,}099 : 1{,}049 = 2 : 1$, d. h. $b_z = 2 b_s$; c ist in allen Fällen $= 1$ ange-

nommen worden. Komplizierter und nur durch weitläufigere Rechnung nachzuweisen ist der Zusammenhang derjenigen Achsensysteme desselben Krystalls, bei welchen auch die Fundamentalflächen andere sind.

Im vorstehenden sind die allgemeinen Beziehungen der Achsen aller Krystalle ohne Ausnahme auseinander gesetzt. Je nach den speziellen Verhältnissen (Symmetrieverhältnissen) der Krystalle wählt man aber die als Achsen zu benutzenden Kanten etc. in verschiedenen Fällen verschieden (82). Wir haben aber zuerst noch das Zonengesetz kennen zu lernen, das dieselbe Gesetzmäßigkeit darstellt, wie das Gesetz der rationalen Kanten- oder Achsenschnitte, nur in einer anderen Form.

c. Das Zonengesetz.

(Vergl. F. E. Neumann. De lege zonarum. Diss. Berlin 1826; Beiträge zur Krystallonomie 1823.)

44. Zone. Unter *Zone* versteht man nach dem Vorgang von Chr. S. Weiss einen Komplex von Flächen, welche alle einer Geraden (Kante), der sog. *Zonenachse*, parallel sind, und welche sich somit alle, eventuell in der Erweiterung, in Kanten schneiden, die einander und der Zonenachse parallel laufen. Jede Zonenachse ist als Schnittlinie (parallel der Schnittlinie) zweier Flächen der Richtung nach eine mögliche Kante des Krystalls und umgekehrt: jede Kante eine mögliche Zonenrichtung. Flächen, die in einer Zone liegen, heißen *tautozonal;* so sind alle Flächen jedes Prismas, z. B. die Flächen p (Fig. 9), tautozonal. Schon durch je zwei Flächen einer Zone ist stets die Richtung der Zonenachse (die Zonenrichtung) und damit im wesentlichen die Zone selbst bestimmt. Liegt eine Fläche in einer Zone, so liegt die parallele Gegenfläche selbstverständlich ebenfalls darin.

Ist ein Krystall auf einem Reflexionsgoniometer befestigt, so daß die Achse einer Zone (eine Kante) mit der Drehachse parallel ist (15), dann müssen die Reflexe eines Lichtpunkts auf allen Flächen der Zone der Reihe nach auf dem gleichen Wege durch das Sehfeld wandern, wenn man den Krystall um 360° dreht, und zwar müssen sie sich in einer auf der Achse senkrechten Ebene bewegen. Ist das Goniometer mit einem Fernrohr versehen, so gehen die Reflexe der Reihe nach durch dessen Fadenkreuz. Daran kann man erkennen, ob eine Anzahl von Flächen in einer Zone liegt oder nicht, und zwar ist diese Probe sehr scharf und besonders dann von Wert, wenn sich die Flächen entweder gar nicht oder nur in sehr kurzen Kanten schneiden und wenn die Krystalle sehr klein sind.

45. Ausdruck der Zone. Sind an dem Achsensystem $OXYZ$ (Fig. 28) die beiden Flächen $ABC = \frac{a}{h} : \frac{b}{k} : \frac{c}{l} = hkl$ und $DEF = \frac{a}{h_,} : \frac{b}{k_,} : \frac{c}{l_,} = h_,k_,l_,$ gegeben, so ist deren Durchschnitt GH die Achse der durch die beiden Flächen bestimmten Zone. Man denkt sich die Zonenachse GH parallel mit sich durch den Achsenmittelpunkt O nach OK verlegt und das Parallelepiped $OMLNQPRS$ konstruiert, dessen Flächen den drei Achsen-

ebenen XOY, YOZ, ZOX parallel sind, und dessen Diagonale OS ist, wo S ein ganz beliebiger Punkt der Geraden OK; dann sind OM, ON, OP die Koordinaten von S. Kennt man diese, so kennt man auch die Zonenachse SO ihrer Richtung nach, da diese ja außer durch S auch durch den Achsenmittelpunkt O gehen soll. Die Kenntnis des Punkts S resp. der Koordinaten desselben genügt also, um die Zone der Richtung nach völlig zu bestimmen; ja schon das Verhältnis der Koordinaten $OM : ON : OP$ ist hinreichend, da jeder beliebige Punkt der Zonenachse OK die Richtung derselben angibt. Man findet nun mittels einiger ähnlicher Dreiecke:

Fig. 28.

$$OM : ON : OP = (k l_{,} - l k_{,})\, a : (l h_{,} - h l_{,})\, b : (h k_{,} - k h_{,})\, c$$
$$= ua : vb : wc.$$

Diese Zahlen $u = k l_{,} - l k_{,}$, $v = l h_{,} - h l_{,}$; $w = h k_{,} - k h_{,}$, welche hier als Koeffizienten der Achsenlängen a, b, c auftreten und welche in Verbindung mit diesen die Richtung der Zonenachse bestimmen, heißen die *Indices* der Zone (Kante); in eine eckige Klammer gefaßt: $[uvw]$ geben sie den *Ausdruck* (das Symbol) der Zone (Kante); als Differenzen von Produkten rationaler (ganzer) Zahlen sind auch die Indices der Zonen (Kanten) u, v, w stets rational (ganz). Jeder durch drei rationale (ganze) Werte von u, v, w dargestellte Ausdruck gibt eine an dem Krystall mögliche Zone oder Kantenrichtung. Zonen (Kantenrichtungen), deren Indices irrational sind, können an einem Krystall nicht vorkommen.

u, v, w lassen sich stets leicht nach dem folgenden Schema ermitteln:

$$\begin{array}{cccccc} & u & v & w & & \\ h & k & l & h & k & l \\ & \times & \times & \times & & \\ h_{,} & k_{,} & l_{,} & h_{,} & k_{,} & l_{,} \end{array}$$

Schreibt man die Indices der beiden Flächen doppelt neben- und übereinander, multipliziert die durch nach rechts unten gehende Linien verbundenen Indices und ebenso die durch nach links unten gehende Linien verbundenen Indices und zieht die im zweiten Fall erhaltenen Produkte von den im ersten Fall erhaltenen ab, so daß immer die Produkte von zwei sich schneidenden Linien voneinander subtrahiert werden, dann ist die erste Differenz, über welcher im Schema u steht, der Zonenindex u für die Achse a, die zweite und dritte unter v und w sind die Zonenindices v und w für b und c. Dabei müssen die Vorzeichen der Flächenindices h, k, l und $h_{,}$, $k_{,}$, $l_{,}$ streng beachtet werden. Die Zonenindices selbst sind wie die Flächenindices $+$ oder $-$ und können wie die der Flächen alle mit einer und derselben Zahl multipliziert oder dividiert werden.

Beispiel. Gegeben die beiden Flächen:

$ABC = 212$; $DEF = 1\bar{1}1$, dann ist: $[uvw] = [30\bar{3}] = [10\bar{1}] = [\bar{1}01]$;
denn die Formeln für die Zonenindices geben nach dem Schema:

$$\begin{array}{cccccc} & u & v & w & & \\ 2 & 1 & 2 & 2 & 1 & 2 \\ & \times & \times & \times & & \\ 1 & \bar{1} & 1 & 1 & \bar{1} & 1 \end{array}$$

$u = 1.1 - 2.(-1) = 3;\ v = 2.1 - 2.1 = 0;\ w = 2.(-1) - 1.1 = -3.$

46. Zonengleichung. Hat eine Fläche den Ausdruck hkl und eine Zone den Ausdruck $[uvw]$, so gilt, wenn die Fläche in dieser Zone liegt, die sog. Zonengleichung:

$$uh + vk + wl = 0.$$

Die Entwicklung dieser Gleichung ist eine Aufgabe der rechnenden Krystallographie, die hier nicht vorgenommen werden kann. Sie wird sehr häufig angewendet und dient u. a. dazu, zu untersuchen, ob eine Fläche mit bestimmtem Ausdruck in einer durch ihr Symbol bekannten Zone liegt oder nicht. Dies ist der Fall, wenn die Indices der Fläche und der Zone der Zonengleichung genügen oder nicht. Ebenso läßt sich mit Hilfe dieser Gleichung in entsprechender Weise ermitteln, ob drei oder mehr Flächen derselben Zone angehören, oder ob dies nicht der Fall ist. Die folgenden Beispiele werden das deutlicher zeigen.

Ist z. B. die Zone [121] gegeben, so liegt in ihr nach dieser Gleichung offenbar die Fläche: $\bar{1}1\bar{1}$, denn es ist: $u = 1$, $v = 2$, $w = 1$ und $h = -1$, $k = 1$, $l = -1$. Es ist dann, also:

$$1.(-1) + 2.1 + 1.(-1) = -1 + 2 - 1 = 0,$$

die Zonengleichung ist also erfüllt.

Dagegen liegt in dieser Zone nicht die Fläche: $10\bar{3}$, denn es ist:

$$1.1 + 2.0 + 1.(-3) = 1 - 3 = -2, \text{ also nicht } = 0,$$

die Zonengleichung ist nicht erfüllt.

Diese Fläche liegt dagegen z. B. in der Zone: $[3\bar{1}1]$, denn es ist, der Zonengleichung entsprechend:

$$3.1 + (-1).0 + 1.(-3) = 3 - 3 = 0.$$

Soll die Zugehörigkeit von drei Flächen zu einer Zone untersucht werden, so verfährt man in derselben Weise, indem man aus zweien der Flächen das Zonensymbol bestimmt (45) und die gefundenen Indices mit denen der dritten Fläche nach der Zonengleichung kombiniert. Ebenso bei jeder weiteren Fläche dieser Zone.

47. Fläche in zwei Zonen. Eine Fläche eines Krystalls liegt im allgemeinen nicht nur in einer Zone, sondern in mehreren, in zwei, drei etc. gleichzeitig. Dies ist der Fall wenn sie gleichzeitig den Achsen aller dieser Zonen parallel ist. So liegt z. B. in Fig. 29 die Fläche c gleichzeitig in den drei Zonen: $[a'a_,]$, $[a''a_{,,}]$, $[a'''a_{,,,}]$. Dies sieht man an der Parallelität der Kanten c/a', $a'a_,$, $a_,/c$; c/a'', $a''/a_{,,}$, $a_{,,}/c$; c/a''', $a'''/a_{,,,}$, $a_{,,,}/c$ und kann es eventuell mit Hilfe des Goniometers nachweisen (44).

Fig. 29.

Da jede Ebene durch zwei Gerade, denen sie parallel geht, der Richtung nach völlig bestimmt ist, so ist auch eine Krystallfläche durch zwei Zonen, in denen sie liegt, völlig bestimmt, denn: eine Fläche liegt in zwei Zonen heißt ja nichts anderes, als sie geht gleichzeitig den Achsen beider Zonen parallel.

Sind die beiden Zonen, in denen die Fläche (hkl) liegt, durch ihre Ausdrücke $[uvw]$ und $[u_,v_,w_,]$ gegeben, so bestehen die beiden Zonengleichungen (46):

$$hu + kv + lw = 0 \text{ und } hu_, + kv_, + lw_, = 0.$$

Aus diesen beiden Gleichungen folgt das Verhältnis der Indices h, k und l ausgedrückt in u, v, w und $u_,$, $v_,$, $w_,$ und zwar erhält man durch Auflösen derselben:

$$h : k : l = vw_, - wv_, : wu_, - uw_, : uv_, - vu_,$$

so daß der Ausdruck der gesuchten Fläche, die gleichzeitig in beiden Zonen liegt, wird:

$$hkl = vw_, - wv_,,\ wu_, - uw_,,\ uv_, - vu_,.$$

Da u, v, w und $u_,$, $v_,$, $w_,$ stets rationale (ganze) Zahlen sind, so sind auch die Werte von h, k, l stets rational (ganz). *Eine in zwei (oder mehr) Zonen eines Krystalls liegende Ebene ist demnach stets eine mögliche Fläche des Krystalls.*

Liegt die Fläche gleichzeitig noch in einer dritten Zone, dann erhält man noch eine dritte Zonengleichung, die mit je einer der beiden obigen dieselben Werte von h, k, l liefert, wie jene zwei.

Die Flächenindices h, k, l lassen sich genau nach demselben Schema aus den Indices der zwei Zonen: u, v, w, $u_,$, $v_,$, $w_,$ unmittelbar ablesen, wie (45) die Zonenindices u, v, w aus denen der beiden Flächen: h, k, l, $h_,$, $k_,$, $l_,$.

$$\begin{array}{cccccc} & h & k & l & & \\ u & v & w & u & v & w \\ & \times & \times & \times & & \\ u_, & v_, & w_, & u_, & v_, & w_, \end{array}$$

woraus man, wie oben, erhält:

$$h = vw_, - wv_,;\ k = wu_, - uw_,;\ l = uv_, - vu_,.$$

Sind z. B. gegeben die Zonen: [211] und $[10\bar{2}]$, dann erhält man für die Indices hkl der in beiden liegenden Fläche hkl:

$$h = 1.(-2) - 1.0 = -2;\ k = 1.1 - 2.(-2) = 5;\ l = 2.0 - 1.1 = -1;$$

$$\text{also: } hkl = \bar{2}5\bar{1} = -5a : 2b : -10c,$$

oder für die parallele Gegenfläche (37):

$$\bar{h}\bar{k}\bar{l} = 2\bar{5}1 = 5a : -2b : 10c.$$

48. Deduktion. Sind vier Flächen eines Krystalls A, B, C, D durch ihre Ausdrücke an einem Achsensystem bekannt, so ist es möglich, eine fünfte Fläche x abzuleiten, welche gleichzeitig in den Zonen von je zweien derselben liegt (45—47).

Ist z. B. $A = 302$; $B = 111$; $C = 101$; $D = 313$, und soll $x = hkl$ in den beiden Zonen $[A, B]$ und $[C, D]$ liegen, so sind die beiden Zonensymbole:

$$[A, B] = [uvw] = [\bar{2}\bar{1}3];\ [C, D] = [u_,v_,w_,] = [\bar{1}01]$$

und hieraus das gesuchte Flächensymbol:

$$x = hkl = (uvw,\ u_,v_,w_,) = 111 \text{ oder } = \bar{1}\bar{1}\bar{1}.$$

Diese Flächen A, B, C, D müssen aber, wenn dies möglich sein soll, eine ganz bestimmte allgemeine gegenseitige Lage haben. Sie dürfen nicht alle vier in einer Zone liegen, auch nicht drei in einer

Zone und die vierte außerhalb derselben, sondern es müssen immer nur je zwei in einer Zone liegen. Dies tun sie nur, wenn sie mit ihren vier parallelen Gegenflächen liegen wie die Flächen eines Oktaeders (Fig. 4), wobei jedoch die Winkel der Oktaederflächen gegeneinander gleichgültig sind. Dann aber bestimmen solche vier Flächen nicht bloß 2, sondern 6 verschiedene Zonen $[A, B]$, $[A, C]$, $[A, D]$, $[B, C]$, $[B, D]$, $[C, D]$, aus welchen nicht bloß eine, sondern drei neue Flächen x abgeleitet werden können. Diese drei Flächen x geben miteinander drei neue Zonen, welche mit den ursprünglichen sechs Zonen $[A, B]$ etc. wieder neue Flächen liefern, und so kann man durch allmähliches Fortschreiten in dieser Weise aus jenen vier Flächen unendlich viele neue ableiten, welche alle miteinander im Zonenzusammenhang stehen. Man nennt diese Operation die *Deduktion*.

Die Ausdrücke der deduzierten Flächen für das Achsensystem, auf welches die Flächen A bis D bezogen sind, folgen durch fortgesetzte Anwendung der Formeln in (45) bis (47) aus den Ausdrücken der vier ersten Flächen. Die sämtlichen abgeleiteten Indices sind daher notwendig rational, und die deduzierten Flächen mögliche Krystallflächen. Die unendlich vielen so deduzierten Flächen mit ihren rationalen Indices sind, wie sich auf mathematischem Wege nachweisen läßt, in ihrer Gesamtheit nicht verschieden von den unendlich vielen Flächen, deren Ausdrücke man erhält, wenn man direkt die Achsenlängen jenes Achsensystems mit allen möglichen rationalen Zahlen als Indices kombiniert. Man erhält somit genau denselben Flächenkomplex, wenn man, entsprechend dem Gesetz der rationalen Kanten- oder Achsenschnitte, an ein Achsensystem unendlich viele Flächen mit rationalen Indices legt, oder wenn man aus vier beliebigen Flächen dieses Komplexes, welche die oben angegebene allgemeine Lage gegeneinander haben, durch Deduktion aus dem Zonenzusammenhang alle ferneren möglichen Flächen ableitet. Dieser Flächenkomplex, den man in übereinstimmender Weise auf beiden Wegen erhält, stellt die Krystallreihe der betreffenden Substanz dar (28) und die Indices bilden die Reihe der rationalen ganzen Zahlen.

Leicht sieht man ein, daß die vier Flächen, welche man der Deduktion zu Grunde legen muß, dieselbe allgemeine Lage gegen einander haben, wie die vier Elementarflächen, welche die Achsenelemente bestimmen (32). Durch vier solche Flächen ist also mittels beider Methoden die Gesamtheit der möglichen Flächen des betr. Krystalls, seine Krystallreihe, gegeben.

49. Zonengesetz. Man kann danach die erfahrungsmäßig festgestellte, durch die Neigungswinkel charakterisierte Gruppierung der Flächen eines Krystalls aus solchen vier Flächen nicht nur in mehr

algebraischer Weise durch das Gesetz der rationalen Achsenschnitte angeben, sondern ganz ebenso gut in mehr geometrischer Weise, jedoch mit dem vorigen vollkommen gleichbedeutend, durch Deduktion mit Hilfe des sog. *Zonengesetzes*, wie es zuerst von *Chr. S. Weiss* und *F. E. Neumann* ausgesprochen wurde. Dasselbe lautet: *Alle Flächen eines Krystalls stehen untereinander im Zonenzusammenhang*, d. h. man kann stets je vier Flächen aus den sämtlichen an einem Krystall möglichen beliebig herausgreifen und alle anderen aus ihnen deduzieren, wenn jene vier nur die Lage gegeneinander haben, wie in (48) angegeben. Welche so gestaltete Gruppe von vier Flächen man aus den Flächen eines Krystalls herausgreifen mag, stets erhält man ganz genau dieselbe Gruppierung der deduzierten Flächen, d. h. dieselbe Krystallreihe, ebenso wie man auch stets dieselbe Krystallreihe bekommt, gleichgültig welche von den Flächen eines Krystalls man als Fundamentalflächen und als Einheitsfläche zur Bestimmung eines Achsensystems wählt (28, 38).

Dieser vollkommen ununterbrochene Zonenzusammenhang besteht jedoch mit Notwendigkeit nur für die Gesamtheit aller der unendlich vielen möglichen Flächen eines Krystalls. An den in der Natur vorkommenden Krystallen ist aber nur eine beschränkte Zahl dieser Flächen ausgebildet. Die Folge davon ist, daß man an ihnen keinen vollkommen ununterbrochenen Zonenzusammenhang mehr beobachtet, d. h. daß sich nicht mehr aus vier ganz beliebigen Flächen, welche nur die oben angegebene allgemeine Lage gegeneinander haben, alle anderen mittels der Zonen deduzieren lassen. Häufig kann man auch an den Krystallen, wie sie die Natur bildet, alle Flächen aus solchen vier Flächen deduzieren, denn auch die tatsächlich ausgebildeten Flächen der Krystalle sind der Regel nach in Zonen geordnet. Aber man kann dies nur aus vier ganz bestimmten Flächen oder auch aus mehreren Gruppen von solchen vier Flächen, die Zahl dieser Gruppen ist jedoch stets eine endlich begrenzte.

Häufig gibt es überhaupt keine solche Gruppe von vier Flächen, aus denen sich *alle* anderen tatsächlich vorhandenen Flächen des betr. Krystalls deduzieren ließen. Entweder kann man nur eine Anzahl dieser Flächen aus den Zonen bestimmen, oder aber auch wohl in seltenen Fällen gar keine. Ist der Zonenzusammenhang bei geeigneter Wahl der vier zu Grunde gelegten Flächen ununterbrochen, so folgen die Ausdrücke aller deduzierten Flächen aus denen der letzteren nach den Formeln in (45) und (47), bezogen auf dasselbe Achsensystem, wie jene vier. Zur Bestimmung der Ausdrücke von Flächen, die außer dem Zonenverband liegen, ist das Messen von Flächenwinkeln und Berechnung nach den Methoden der rechnenden Krystallographie nötig.

50. Beispiele. Hat man z. B. den Krystall Fig. 30, so lassen sich daran durch parallele Kanten ohne weiteres die Zonen: $[d_2h_1d_3h_2]$, $[h_3d_1h_1d_4]$, $[h_3d_5h_2d_6]$, $[h_3o_1d_2o_4]$, $[d_5o_1h_1o_3]$, $[h_2o_1d_1o_2]$, $[o_2h_1o_4d_6]$, $[h_2o_4d_4o_3]$ etc. je mit den nach hinten liegenden parallelen Gegenflächen erkennen und die genauere Untersuchung am Goniometer (44) würde noch weitere Zonen leicht ergeben, so namentlich: $[d_2d_1d_5]$, $[d_4d_3d_5]$, $[d_3d_4d_6]$, $[d_1d_2d_6]$ etc. Aber auch schon jene unmittelbar erkennbaren Zonen zeigen, daß jede Fläche des Krystalls mindestens in 2 Zonen liegt, so h_1 in $[d_5o_1h_1o_3]$ und $[o_2h_1o_4d_6]$; h_2 in $[h_2o_4d_4o_3]$ und $[h_2o_1d_1o_2]$ etc., und daß somit jede Fläche durch Zonen anderer Flächen bestimmt ist. Ferner sieht man, daß man aus den vier Flächen o, welche offenbar die erforderliche allgemeine Lage zueinander haben, alle anderen Flächen deduzieren kann. Zunächst ist h_1 bestimmt durch die Zone $[o_1o_3]$ und $[o_2o_4]$; h_2 durch $[o_1o_2]$ und $[o_3o_4]$; h_3 durch $[o_2o_3]$ und $[o_1o_4]$; ferner die Flächen d durch je eine Zone $[oo]$ und $[hh]$, also z. B. d_1 durch $[o_1o_2]$ und $[h_1h_3]$; d_2 durch $[o_2o_3]$ und $[h_1h_2]$; d_3 durch $[o_1o_4]$ und $[h_1h_2]$ etc.

Fig. 30.

Für die Flächen o, welche der Deduktion zu Grunde liegen, kann man beliebige Indices wählen, wenn nicht aus irgend welchen Gründen der Symmetrie etc. solche von vornherein gegeben oder angedeutet sind. Jeder solchen Wahl entspricht dann implicite ein ganz bestimmtes Achsensystem für den Krystall, das für alle anderen Ausdrücke jener vier Flächen o ein anderes wird. Die Ausdrücke (Indices) der Flächen o müssen nur so beschaffen sein, daß nach ihnen nicht z. B. drei der vier Flächen in einer Zone liegen würden etc., was mittels der Zonengleichung (46) geprüft wird. Nimmt man z. B. an, daß: $o_1 = 111$, $o_2 = 1\bar{1}1$, $o_3 = 1\bar{1}\bar{1}$, $o_4 = 11\bar{1}$, so findet man, nach (45—47) aus den angegebenen Zonen: $h_1 = 100$, $h_2 = 010$ und $h_3 = 001$; ferner: $d_1 = 101$; $d_2 = 1\bar{1}0$; $d_3 = 110$ etc., welche Ausdrücke sich stets auf dasselbe Achsensystem beziehen, das auch den Ausdrücken der Flächen o zu Grunde liegt. Eine ähnliche Deduktion wäre noch aus den vier Flächen $d_1\, d_2\, d_3\, d_4$, $d_2\, d_3\, d_5\, d_6$ etc. möglich, nicht aber aus $d_1h_1o_1d_3$ etc., trotzdem sie die erforderliche allgemeine gegenseitige Lage (49) auch haben, noch weniger aus $d_2h_1d_3h_3$, von denen die drei ersten in derselben Zone liegen.

Ein Flächenkomplex, wie der, welcher den Axinitkrystall Fig. 31 umgrenzt, gestattet überhaupt keine ununterbrochene Deduktion. Von den vier Flächen P, i, u, s kann man nicht ausgehen, da P, i, u in einer Zone liegen, dagegen ist P, r, u, x geeignet. Diese vier Flächen geben die Fläche s aus den beiden Zonen $[r, u]$ und $[P, x]$, und zwar ist, wenn man: $P = 1\bar{1}0$; $u = 110$; $r = 1\bar{1}1$; $x = 111$ annimmt, $s = 201$. Wenn man dagegen die Ausdrücke annimmt: $P = 001$; $u = 111$; $r = 1\bar{1}1$; $x = 201$, so wird $s = 101$. Der Ausdruck für i läßt sich nicht aus dem Zonenverband ermitteln, denn für i ist nur die eine Zone $[P, u]$ bekannt, nicht aber eine zweite. Wenn $P = (\bar{1}10)$ und $u = (110)$, ist der Ausdruck der Zone $[P, u] = [001]$; hat die Fläche i den allgemeinen Ausdruck: hkl, dann müssen ihre Indices der Zonengleichung: $0 . h + 0 . k + l = 0$ genügen (46), d. h. es muß jedenfalls der dritte Index $l = 0$ sein. Um den Ausdruck der Fläche i vollkommen zu bestimmen, d. h. auch, das Verhältnis $h : k$ der beiden anderen Indices zu ermitteln, ist es nun nötig, einen Winkel zu messen, den i mit einer anderen Fläche macht, also etwa $\sphericalangle\, i/P$ oder $\sphericalangle\, i/s$ etc.

Fig. 31.

Läge eine Fläche in gar keiner Zone bekannter Flächen, so müßte man zwei Winkel messen und die Bestimmung des Ausdrucks nach den hier nicht zu erläuternden Methoden der rechnenden Krystallographie ausführen.

51. Praktischer Wert der Zonen. Die Kenntnis des Zonenzusammenhangs der an einem Krystall vorhandenen Flächen ist für die praktische Unter-

suchung und Beschreibung von Krystallen von größter Wichtigkeit, da man, wie schon oben erwähnt, wenn alle Flächen im ununterbrochenen Zonenverbande stehen, die Ausdrücke derselben ohne jede Winkelmessung und umständliche Rechnung nach den Formeln in (45—47) sehr bequem aus denen von vier passend gelegenen Flächen bestimmen kann. Bei der Untersuchung eines Krystalls wird man also zweckmäßig vor allem die Zonen ermitteln, sei es durch Beobachtung paralleler Kanten oder auf dem Goniometer (44). Man braucht dann schließlich, wenn alle Flächen im Zonenzusammenhang stehen, nur so viele Winkel zu messen, als nötig sind, um das Achsensystem zu berechnen, und das sind im Maximum die fünf Fundamentalwinkel (38). Alle anderen Winkel lassen sich dann mittels der Achsen und der aus den Zonen ermittelten Flächenausdrücke berechnen. Würde man keine Zone kennen, so müßte man ebenfalls von vier beliebig, aber nach den obigen Prinzipien gelegenen Flächen ausgeben. Man könnte diesen wieder beliebige Ausdrücke beilegen, müsste aber dann für jede weitere zu bestimmende Fläche zwei Winkel messen, die sie mit anderen Flächen des Krystalls macht. Dies wäre eine sehr mühevolle und zeitraubende Arbeit, welche außerdem vielfach unsichere Resultate geben würde. In vielen praktischen Fällen wird sich zwar der Zonenzusammenhang der Flächen eines Krystalls nicht vollkommen ununterbrochen darstellen lassen, und die Unterbrechungen müssen durch Winkelmessungen ergänzt und ausgefüllt werden, aber die Zahl der dazu nötigen Winkel ist doch immer gering. So kann man also meist mittels weniger gemessener Winkel aus dem Zonenverbande die Ausdrücke aller Flächen eines Krystalls, sowie alle anderen Flächenwinkel desselben berechnen, im konkreten Fall mißt man aber der Kontrolle wegen immer eine größere Zahl von Flächenwinkeln, als die zur Rechnung unmittelbar nötigen Fundamentalwinkel und vergleicht sie mit den durch Rechnung erhaltenen. Je genauer die Winkelmessung möglich, d. h. je günstiger die Beschaffenheit der Flächen ist, desto größer wird im allgemeinen ihre Übereinstimmung sein. Je größer die letztere ist, desto genauer ist der Krystall in Beziehung auf seine morphologischen Verhältnisse im allgemeinen bekannt.

Mittels der Methode der kleinsten Quadrate läßt sich aus der Gesamtheit *aller* gemessenen Winkel ein Achsensystem berechnen, das ihnen allen gleich gut entspricht. Selten sind aber die Winkel der Krystalle so genau meßbar, daß sich diese umständliche Rechnung lohnt. In der überwiegenden Mehrzahl der Fälle kann man sich mit den Fundamentalwinkeln begnügen.

d. Die Symmetrieverhältnisse.

52. Symmetrie. Die oberflächliche Begrenzung der Krystalle ist außer dem Gesetz der rationalen Kantenschnitte (dem Zonengesetz) noch einer weiteren Gesetzmäßigkeit unterworfen, die allerdings mit jenem im engsten Zusammenhang steht und sich aus ihm ableiten läßt. Es ist diejenige Gesetzmäßigkeit, welche die mehr oder weniger symmetrische Anordnung der Begrenzungselemente beherrscht, das Symmetriegesetz.

Wenn man die stets dem Zonengesetz entsprechend angeordneten Flächen der Krystalle nach ihrer Gruppierung näher untersucht, so findet man, daß sie nicht immer vollkommen unabhängig voneinander auftreten, sondern daß in den meisten Fällen mehrere derselben, aber ebenso auch mehrere Kanten und Ecken von übereinstimmender Beschaffenheit vorhanden sind, die symmetrisch zu einer

Ebene *(Symmetrieebene)*, oder rings um eine Achse *(Symmetrieachse)* oder gegen einen Punkt *(Symmetriecentrum)* liegen. Diese zwei, die Symmetrieebenen und die Symmetrieachsen, die einzeln oder zu mehreren auftreten können, bilden zusammen mit dem stets nur einzeln vorhandenen Symmetriecentrum die *Symmetrieelemente* der Krystalle. Wir werden zunächst diese Symmetrieelemente getrennt betrachten.

53. Symmetrieebenen. Symmetrieebene eines Krystalls ist eine solche Ebene, die ihn in zwei gleiche, aber entgegengesetzte Hälften teilt, sodaß jede dieser Hälften das Spiegelbild der anderen ist. Jedem Begrenzungselement, jeder Fläche, Kante und Ecke der einen Hälfte liegt dann ein gleichwertiges Begrenzungselement, eine gleichwertige Fläche (8), Kante (18) und Ecke (19) jenseits der Symmetrieebene gegenüber und zwar so, daß die sich symmetrisch entsprechenden gleichwertigen Flächen und Kanten gleiche Winkel mit der Symmetrieebene einschließen und daß in den idealen Formen symmetrisch zusammengehörige Ecken auf Normalen zur Symmetrieebene und in gleicher Entfernung von dieser liegen.

Eine Symmetrieebene liegt demnach so, daß sie die Winkel der zu ihr symmetrisch angeordneten Flächen- und Kantenpaare halbiert. Dies setzt voraus, daß sie durch die sämtlichen von den zusammengehörigen Flächenpaaren direkt oder in ihrer Erweiterung gebildeten Kanten hindurch geht, d. h. mit allen Flächenpaaren je in einer Zone liegt. Jede Symmetrieebene liegt also in mehreren Zonen gleichzeitig und ist demnach stets eine mögliche Fläche des betreffenden Krystalls (47) und sehr häufig eine an ihm auch wirklich auftretende Fläche. Eine der Symmetrieebene parallele Krystallfläche hat selbstverständlich keine andere symmetrische Gegenfläche als die ihr parallele; sie erfüllt die Symmetrie in Verbindung mit ihrer parallelen Gegenfläche. Sämtliche Krystallflächen, die auf der Symmetrieebene senkrecht stehen, genügen sogar der Symmetrie für sich allein.

Eine Symmetrieebene wird an der paarweisen Gleichheit sämtlicher Flächen und Kanten auf beiden Seiten derselben erkannt. Dabei ist an den Flächen die physikalische Beschaffenheit zu berücksichtigen und die Gleichheit der Kanten durch die Messung der Winkel mit dem Goniometer festzustellen. Die Verhältnisse der Ecken ergeben sich dann aus denen der Flächen und Kanten von selber.

Schon wenn der Nachweis geführt ist, daß nur ein einziges Paar von Flächen, Kanten oder Ecken eines Krystalls zu einer Ebene symmetrisch liegt, kann man schließen, daß diese letztere eine Symmetrieebene auch für die anderen Begrenzungselemente, also für den Krystall selbst ist.

Zu beobachten ist aber dabei, daß für jedes einzelne Flächen- (und z. T. Kanten-) Paar durch die parallelen Gegenflächen noch eine zweite Symmetrieebene

besteht, die unter Umständen nur Symmetrieebene für dieses eine Flächen- (event. Kanten-) Paar ist, während die erstere Symmetrieebene dieses Flächenpaares auch die anderen Flächenpaare und überhaupt den ganzen Krystall symmetrisch teilt. Die zweite Ebene der partiellen Symmetrie ist lediglich eine Folge des Flächenparallelismus und hat an sich mit der Symmetrie des Krystalls nichts zu tun. Sie kann unter Umständen ebenfalls Symmetrieebene des ganzen Krystalls sein, muß es aber nicht. Welche von den beiden Symmetrieebenen eines Flächenpaares für den ganzen Krystall gilt, ersieht man gegebenenfalls leicht aus der Flächengruppierung, oder es muß eventuell durch eingehendere Untersuchung ermittelt werden.

Es gibt Krystalle, die sich nach gar keiner Ebene symmetrisch teilen lassen, andere haben eine einzige und wieder andere mehrere Symmetrieebenen. Im letzteren Falle sind diese entweder alle krystallographisch gleichwertig oder alle ungleichwertig, oder es lassen sich einzelne Gruppen von je unter sich gleichwertigen und von den anderen verschiedenen Symmetrieebenen unterscheiden.

54. Symmetrieebenen. Beispiele. Der *Augitkrystall* Fig. 32 hat eine einzige Symmetrieebene. Die beiden Flächenpaare *s* und ebenso *m* sind, wie ihre physikalische Beschaffenheit ergibt, einander gleich (8). Die beiden Flächen *r* und *l* treten jede nur einzeln mit paralleler Gegenfläche auf und stehen, wie man am Goniometer sieht, aufeinander senkrecht. Die einander rechts und links gegenüberliegenden Kanten *m/r* resp. *m/l* haben sich bei der Messung als gleich ergeben, ebenso die beiden Kanten *s/r* resp. *s/l*, *s/m* etc. Der Krystall ist demnach offenbar symmetrisch teilbar nach einer Ebene, die durch die Kante *s/s* hindurch und senkrecht über die Fläche *r* hinweg geht, parallel mit den Kanten *m/r*, wie es die dünn angelegte Linie und die Schraffierung zeigt. Diese Symmetrieebene ist parallel mit der Fläche *l* und liegt, wie man aus der Parallelität der Kanten *m/r* und *m/l* sieht, in derselben Zone auch mit den beiden Flächen *m*, die aber wegen des Vorhandenseins der Fläche *r* nicht zum Schnitt gelangen können. Würden sie sich, erweitert über *r* hinweg, schneiden, so müßte ihre Schnittlinie *m/m* in der Symmetrieebene liegen. Daß letztere mit den beiden Flächen *s* in eine Zone fällt, zeigt die Figur ohne weiteres. Ebenso wie der Augit hat auch der Gipskrystall (Fig. 36) eine Symmetrieebene, die durch die Kanten *l/l* und *f/f* hindurch und der Fläche *p* parallel geht. Sie ist auch hier durch Schraffierung kenntlich gemacht. Eine Ebene, die die Winkel an den seitlichen Kanten *m/m* über *l* hinweg halbiert, würde das Prisma *m* ebenfalls symmetrisch teilen, aber nur dieses, nicht den ganzen Krystall (Fig. 32).

Fig. 32.

Die beiden oben betrachteten Krystalle von Augit und von Gips haben nur eine einzige Symmetrieebene, sie sind nur nach einer einzigen Richtung symmetrisch teilbar. Ein Beispiel eines Krystalls mit mehreren Symmetrieebenen, der sich also nach mehreren Richtungen symmetrisch teilen läßt, ist der *Würfel*, begrenzt von drei gleichen aufeinander senkrechten Flächenpaaren, in der idealen Form von sechs Quadraten (Fig. 33). Nach jeder seiner Flächen kann der Würfel symmetrisch geteilt werden. Es sind somit zunächst drei aufeinander senkrechte Symmetrieebenen *zz* und *A* vorhanden, welche sich in den drei strichpunktierten Linien *aa* im Innern des Krystalls schneiden. Diese stehen ebenfalls aufeinander und auch auf den Würfelflächen senkrecht. Der Würfel ist aber auch nach den Diagonalebenen *dd* symmetrisch teilbar, die durch je zwei gegenüberliegende Würfelkanten hindurchgehen und den Winkel der beiden in dieser Kante zusammenstoßenden Flächen halbieren. Sie sind durch die gestrichelten Diagonalen *dd* angegeben. Je

zwei solche diagonalen Symmetrieebenen B schneiden sich unter 90° in derselben Linie aa, wie zwei Symmetrieebenen A der ersten Art und halbieren deren Winkel. Solcher diagonaler Symmetrieebenen müssen also sechs vorhanden sein. Nach anderen Richtungen ist eine symmetrische Teilung des Würfels nicht möglich; diesem kommen demnach neun Symmetrieebenen zu. Aber diese sind offenbar nicht alle gleichwertig, wie ohne weiteres aus ihrer Lage am Würfel hervorgeht. Die drei aufeinander senkrechten mit den Würfelflächen parallelen Symmetrieebenen A haben dieselbe Lage gegen die Begrenzung des Krystalls und sind daher gleichwertig

Fig. 33.

Fig. 34.

oder kurz gleich; es sind die sog. *Hauptsymmetrieebenen*. Ebenso sind die sechs diagonalen Symmetrieebenen B einander gleich, aber von jenen verschieden. Die Gesamtzahl der neun Symmetrieebenen des Würfels zerfällt demnach in zwei Gruppen, von drei resp. sechs solchen; man sagt, der Würfel hat 3 + 6 Symmetrieebenen.

Ganz ebenso wie beim Würfel verhalten sich die Symmetrieebenen beim *Oktaeder* (Fig. 34). In beiden sind gleich viele gleich zueinander liegende Symmetrieebenen vorhanden, die hier auch mit denselben Buchstaben bezeichnet sind. Die drei aufeinander senkrechten Hauptsymmetrieebenen A gehen beim Oktaeder durch je vier Kanten hindurch, die sechs dazwischen liegenden Nebensymmetrieebenen B gehen in der Richtung der Höhenlinien über die Flächen hinweg.

Der in Fig. 35 dargestellte Kupfervitriolkrystall läßt sich nach gar keiner Richtung symmetrisch teilen. Ebenso verhält sich der Axinitkrystall Fig. 31.

Fig. 35.

55. Symmetrieachsen. Symmetrieachsen sind Richtungen, um welche ein Krystall um einen bestimmten Bruchteil von 360° so gedreht werden kann, daß sämtliche Flächen, Kanten und Ecken nach der Drehung mit gleichwertigen Flächen, Kanten und Ecken zusammen fallen, daß der Krystall also wieder mit sich selbst vollkommen zur Deckung gelangt. Wenn dies bei einer Kreisdrehung n-mal geschieht, also jedesmal nach Durchmessung eines Winkels von $360°/n$,

so nennt man die Symmetrieachse n-zählig, wo n stets eine ganze Zahl ist. Man spricht so von 2-, 3-, 4-, 6-zähligen Symmetrieachsen. Jede Symmetrieachse ist eine mögliche Kante des Krystalls und *meist senkrecht auf einer Symmetrieebene*, wenn diese nicht infolge von Hemiedrie etc. verschwunden ist (63 ff., 68). Die Krystalle haben entweder gar keine oder eine oder auch in vielen Fällen mehrere Symmetrieachsen, die aber nicht alle gleichwertig und gleichzählig zu sein brauchen und die in ähnlicher Weise in Gruppen zerfallen können, wie wir es bei den Symmetrieebenen gesehen haben. Steht eine Symmetrieachse allein und ist von allen anderen verschieden, dann wird sie eine *singuläre* Achse genannt. Sind diese anderen neben ihr vorhandenen und von ihr verschiedenen gruppenweise einander gleich, so heißt die singuläre Achse eine *Hauptachse*, die anderen untereinander gleichen nennt man *Nebenachsen*.

56. Symmetrieachsen. Beispiele. Das Wesen einer Symmetrieachse verdeutlicht vielleicht am besten ein Rhombus. Eine im Durchschnittspunkt der beiden Diagonalen errichtete Normale ist eine zweizählige Symmetrieachse desselben. Nach einer Drehung um $360^\circ/2 = 180^\circ$ kommt der Rhombus zum erstenmal, nach einer Drehung um weitere 180° noch einmal mit sich selbst zur Deckung.

Fig. 36.

Eine Krystallform mit einer einzigen Symmetrieachse ist die des *Gipses* (Fig. 36), begrenzt von den gleichen Flächenpaaren l und f, wozu noch die Flächen p treten, die der (in der Figur schraffierten) Symmetrieebene des Krystalls parallel gehen. Dann sind die sämtlichen Kanten l/p, sowie die sämtlichen Kanten f/p einander gleich. In einem solchen Krystall steht eine zweizählige Symmetrieachse bb senkrecht zu der Symmetrieebene p. Dreht man den Krystall um diese Linie um $360^\circ/2 = 180^\circ$, dann fallen die vorderen Flächen f auf die ihnen parallelen hinteren, die oberen Flächen l auf die unteren und umgekehrt. Entsprechend verhalten sich alle gleichnamigen Kanten und Ecken. Der Krystall kommt somit nach einer Drehung um 180° um die Achse b wieder vollkommen zur Deckung mit sich selbst. Eine weitere Symmetrieachse ist hier nicht vorhanden.

Betrachten wir dagegen die schon oben beispielsweise angeführte Krystallform des *Kalkspats*, wo drei sich unter gleichen Winkeln von 120° schneidende gleiche Flächenpaare p ein hexagonales Prisma bilden, das von einem anders beschaffenen Flächenpaar g oben und unten senkrecht geschlossen wird (Fig. 37). Wir haben hier zunächst eine sechszählige Symmetrieachse cc parallel mit den Prismenkanten. Um diese um 360° gedreht kommt der Krystall sechsmal mit sich selbst zur Deckung. Die sechszählige Achse ist aber hier nicht die einzige. Es sind auch noch sechs zweizählige Symmetrieachsen aa und bb vorhanden, von denen drei auf den Prismenkanten und drei auf den Prismenflächen senkrecht stehen. Um eine Achse a gedreht, kommt der Krystall, wie man leicht sieht, nach 180° mit sich selbst zur Deckung und dasselbe ist bei einer Drehung um eine der Achsen b der Fall. Es sind also hier zwei verschiedenwertige Gruppen von je drei gleichen

Fig. 37.

zweizähligen Symmetrieachsen *aa* und *bb* vorhanden, außerdem eine einzeln stehende sechszählige *c*, die auf jenen sechs senkrecht steht. Auch sieht man leicht, daß jede Symmetrieachse zu je einer Symmetrieebene *ab*, *ac* und *bc* des Krystalls normal gerichtet ist. Die einzelne Symmetrieachse *c* ist eine singuläre Symmetrieachse und zwar eine Hauptachse, da neben ihr mehrere Gruppen von (je drei) untereinander gleichen vorhanden sind. Letztere sind Nebenachsen.

Als weiteres Beispiel sei der *Würfel* (Fig. 33) erwähnt. Hier haben wir, wie die Betrachtung eines Modells ohne Schwierigkeit zu erkennen gestattet, sechs gleichwertige zweizählige, vier gleichwertige dreizählige und drei gleichwertige vierzählige Symmetrieachsen, die, der Reihe nach, in der Richtung *zz* senkrecht durch zwei gegenüberliegende Würfelkanten, in der Richtung *dd* durch zwei gegenüberliegende Würfelecken und in der Richtung *aa* senkrecht durch zwei gegenüberliegende Würfelflächen verlaufen, und die sämtlich durch den ihnen allen gemeinsamen Krystallmittelpunkt hindurchgehen. Sie werden auch als die digonalen, trigonalen und tetragonalen Symmetrieachsen des Würfels bezeichnet.

Genau dieselbe Zahl von Symmetrieachsen mit der gleichen Lage, Zähligkeit und Wertigkeit, wie beim Würfel, treffen wir beim *Oktaeder* (Fig. 34). Die entsprechenden Achsen sind hier mit denselben Buchstaben bezeichnet, wie bei jenen in Fig. 33. Sie gehen hier der Reihe nach senkrecht durch je zwei gegenüberliegende Kanten (die digonalen *zz*), senkrecht durch je zwei gegenüberliegende Flächen (die trigonalen *dd*), und durch je zwei gegenüberliegende Ecken (die tetragonalen *aa*).

57. Symmetriecentrum. Ein Centrum der Symmetrie ist dann vorhanden, wenn man durch den Krystallmittelpunkt gerade Linien so ziehen kann, daß von ihnen allen an ihren beiden Enden gleichwertige Begrenzungselemente in derselben Weise getroffen werden. Dies ist stets, aber auch nur dann möglich, wenn zu jeder Fläche die parallele Gegenfläche vorhanden ist (7). Es ist daher gleichgültig, ob man sagt, ein Krystall hat ein Symmetriecentrum oder er ist parallelflächig begrenzt. Selbstverständlich kann ein Krystall niemals mehrere Symmetriecentren haben. Es ist aber möglich, daß gar keines vorhanden ist; dies ist eben der Fall, wenn die parallelen Gegenflächen fehlen.

Beispiele für Krystalle mit Symmetriecentrum sind sonach das *Oktaeder* (Fig. 34), der *Würfel* (Fig. 33), das *sechsseitige Prisma* mit der gerade eingesetzten Endfläche (Fig. 37). Eine Form ohne Symmetriecentrum ist u. a. das *Tetraeder* (Fig. 39, a u. c.), der Krystall des *Kieselzinkerzes* (Fig. 23) etc. Bei dem letzteren treffen wohl einzelne der durch den Krystallmittelpunkt hindurchgehenden Geraden die Begrenzung beiderseitig an gleichwertigen Stellen, u. a. alle diejenigen, die in einer zu den Kanten *M*/*a* und *M*/*b* senkrechten Ebene liegen, denn den Flächen *M*, *a* und *b* liegen ja parallele Flächen gegenüber. Bei anderen Flächen ist dies aber nicht der Fall, deshalb verhalten sich auch andere Linienrichtungen anders, und es ist somit doch kein Symmetriecentrum vorhanden.

58. Grad der Symmetrie. Jede Krystallform ist in Beziehung auf ihre Symmetrie bestimmt durch die Zahl ihrer Symmetrieebenen und Symmetrieachsen, sowie durch das Auftreten resp. Fehlen eines Symmetriecentrums, wobei die krystallographische Gleich- oder Verschiedenwertigkeit der Symmetrieebenen und -Achsen, sowie die Zählig-

keit der letzteren zu berücksichtigen sind. Auf der Anzahl und der Beschaffenheit der Symmetrieelemente (52) beruht der *Grad* oder das *Maß der Symmetrie* einer Krystallform. Zwei Krystallformen stimmen in Beziehung auf die Symmetrie miteinander vollständig überein, wenn sie denselben Grad der Symmetrie besitzen, d. h. wenn in beiden dieselbe Zahl von beziehungsweise gleichwertigen Symmetrieebenen und Symmetrieachsen sich findet und wenn beide entweder ein Symmetriecentrum haben oder beide nicht. Die entsprechenden Symmetrieelemente haben in allen Krystallformen desselben Symmetriegrades dann auch stets dieselbe Lage gegeneinander und zeigen nach ihrer Gleich- oder Verschiedenwertigkeit, resp. -Zähligkeit dasselbe Verhalten. Derselbe Symmetriegrad liegt auch bei allen den Formen vor, denen sämtliche Symmetrieelemente fehlen.

Beispiele. Der *Gipskrystall* (Fig. 36) hat ein Symmetriecentrum (parallele Gegenflächen), eine Symmetrieebene parallel mit der Fläche *p* und eine zweizählige Symmetrieachse senkrecht darauf. Ebenso hat auch der *Augitkrystall* (Fig. 32) ein Symmetriecentrum (parallele Gegenflächen), eine Symmetrieebene parallel der Fläche *l* und eine zweizählige Symmetrieachse senkrecht zu dieser. Weitere Symmetrieelemente sind in beiden Formen nicht vorhanden. Beide stimmen nach Zahl und gegenseitiger Lage der Symmetrieelemente vollkommen miteinander überein, sie haben denselben Grad der Symmetrie.

Bei der Betrachtung des *Würfels* (54) haben wir gesehen, daß er 9 Symmetrieebenen besitzt, die in drei auf einander senkrechte Hauptsymmetrieebenen *A* und sechs unter 45° zwischen diesen liegende Nebensymmetriebenen *B* zerfallen (Fig. 33). Außerdem finden sich drei gleiche vierzählige Symmetrieachsen *a*, in denen sich je zwei Hauptsymmetrieebenen *A* schneiden, vier gleiche dreizählige Symmetrieachsen *d*, in denen sich je drei Nebensymmetrieebenen *B* treffen, und sechs gleiche zweizählige Symmetrieachsen *z*, in denen je eine Hauptsymmetrieebene *A* mit einer Nebensymmetrieebene *B* zusammenstößt. Endlich ist auch ein Symmetriecentrum vorhanden. Betrachten wir nun das Oktaeder (Fig. 34), so haben wir bei ihm ebenfalls drei aufeinander senkrechte Hauptsymmetrieebenen *A* und sechs Nebensymmetrieebenen *B*, die unter 45° gegen jene geneigt sind. Beide Gruppen von Symmetrieebenen des Oktaeders entsprechen also in Zahl, Beschaffenheit und gegenseitiger Lage genau den Symmetrieebenen beim Würfel. Ferner sieht man leicht, daß beim Oktaeder ebenfalls drei aufeinander senkrechte gleiche vierzählige Symmetrieachsen *a*, vier gleiche dreizählige Symmetrieachsen *d* und sechs gleiche zweizählige Symmetrieachsen *z* vorhanden sind, die zu den Symmetrieebenen und also auch gegeneinander genau ebenso liegen, wie im Würfel. Da auch das Oktaeder ein Symmetriecentrum besitzt, so stimmt es mit dem Würfel in Beziehung auf die Symmetrie in allen Punkten vollkommen überein, es hat denselben Grad der Symmetrie wie dieser.

In Beziehung auf den Grad der Symmetrie stimmen auch alle diejenigen Krystalle miteinander überein, die keine Symmetrieebene und keine Symmetrieachse, dagegen ein Symmetriecentrum besitzen, bei denen also keine andere Symmetriebedingung zutrifft, als daß zu jeder Fläche die parallele Gegenfläche in gleicher Beschaffenheit ausgebildet ist. Dies findet man z. B. bei dem Krystall von *Axinit* (Fig. 31) und dem von *Kupfervitriol* (Fig. 35). Ist auch kein Symmetriecentrum, also gar kein Symmetrieelement mehr da, fehlt also zu jeder Fläche eine gleich beschaffene Gegenfläche, dann haben wir, wie oben schon bemerkt, gleichfalls einen bestimmten Symmetriegrad. Beispiele solcher Krystalle sind indessen im Mineralreich noch nicht ge-

funden worden, wohl aber bei künstlichen Substanzen (unterschwefligsaures Calcium, saures rechtweinsaures Strontium etc.).

59. Krystallklassen. Da die Krystallformen in Beziehung auf ihre Symmetrie einerseits vielfach vollkommene Übereinstimmung (denselben Symmetriegrad) zeigen, anderseits aber auch in dieser Hinsicht sich wesentlich voneinander unterscheiden (verschiedenen Symmetriegrad haben), so können sie nach den Symmetrieverhältnissen in sachgemäßer und zweckentsprechender Weise in einzelne Gruppen eingeteilt werden, die man als Krystallklassen bezeichnet. Eine *Krystallklasse* ist der Inbegriff aller derjenigen einfachen und zusammengesetzten Krystallformen, die in Beziehung auf die Symmetrie miteinander völlig übereinstimmen, die also denselben Grad der Symmetrie, dieselbe Zahl beziehungsweise gleicher und gleichliegender Symmetrieelemente besitzen.

Beispiele. Demnach würden also die Krystalle von *Gips* (Fig. 36) und *Augit* (Fig. 32) zu der nämlichen Krystallklasse gehören. In einer anderen Klasse wären die nur mit einem Symmetriecentrum versehenen Krystalle von *Axinit* (Fig. 31) und von *Kupfervitriol* (Fig. 35) unterzubringen. Alle Krystalle ohne jedes Symmetrieelement würden miteinander eine fernere Klasse bilden. Eine weitere Klasse ist durch den Würfel und das reguläre Oktaeder repräsentiert, die ja ebenfalls in der Symmetrie vollkommen gleich sind etc.

60. Beziehung der Symmetrie zum Kantenschnittgesetz. Wie die Krystallflächen in ihrer Anordnung überhaupt, so sind sie selbstverständlich auch in Beziehung auf ihre symmetrische Gruppierung völlig dem Gesetz der rationalen Kantenschnitte (dem Zonengesetz) unterworfen. Es kann keine Art der symmetrischen Anordnung der Flächen, Kanten und Ecken in der Begrenzung der Krystalle vorkommen, die auf irrationale Kantenschnitte führen würde, sonst könnte ja das Gesetz der rationalen Kantenschnitte nicht allgemein gültig sein. Polyeder mit einer Anordnung der Begrenzungselemente nach einer dem Kantenschnittgesetz nicht entsprechenden Symmetrie sind zwar geometrisch wohl denkbar, aber krystallographisch unmöglich und auch niemals an Krystallen beobachtet worden.

Beispiele hierfür sind das im geometrischen Sinne reguläre *Dodekaeder* (Pentagondodekaeder) und das *Ikosaeder*, zwei von den fünf platonischen Körpern, die beide nach 15 Ebenen symmetrisch geteilt werden können. Die Anordnung ihrer Flächen führt auf irrationale Kantenschnitte. Sie sind also krystallographisch unmöglich, wie aus demselben Grunde alle übrigen mit 15 Symmetrieebenen versehenen Polyeder. Formen genau wie jene beiden sind auch noch niemals an einem Krystall beobachtet worden, wohl aber ihnen sehr ähnliche, deren Kanten jedoch nicht mehr alle einander gleich sind. Es ist ein Pentagondodekaeder mit in der idealen Form nicht regulären, sondern einseitig symmetrischen Fünfecken, das sog. *Pyritoeder* (Fig. 136) und ein Ikosaeder, von dessen 20 Flächen in der idealen Form nur 8 gleichseitige, die übrigen 12 jedoch gleichschenklige Dreiecke sind (Fig. 143). Bloß unter diesen Umständen ist eine Anpassung an das krystallographische Grundgesetz mög-

lich, aber es wird auch gleichzeitig die Symmetrie erheblich vermindert und die Zahl der Symmetrieebenen auf drei reduziert. Solche Formen zeigen u. a. der *Schwefelkies* und andere Mineralien.

61. Fortsetzung. Gewisse Arten der symmetrischen Flächengruppierung sind also durch das Gesetz der rationalen Kantenschnitte unbedingt bei Krystallen ausgeschlossen. Nur solche Formen, die in Beziehung auf die symmetrische Anordnung der Flächen (und der anderen Begrenzungselemente) diesem Gesetze entsprechen, bleiben für die Krystalle übrig. Man kann nun aus dem genannten Gesetz auf mathematischem Wege schließen, daß Flächen eines Krystalls nur nach 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 oder 9, nicht aber nach 8 oder nach mehr als 9 Ebenen symmetrisch angeordnet sein können; ferner, daß ein Krystall ausschließlich nur 2-, 3-, 4- und 6-zählige Symmetrieachsen haben kann, niemals aber solche von einer anderen Zähligkeit; dass, wenn eine Symmetrieebene und eine 2-zählige Symmetrieachse vorhanden sind, diese notwendig aufeinander senkrecht stehen müssen etc. Man kann weiter zeigen, daß die Symmetrieelemente nicht immer nach Zahl, relativer Beschaffenheit und gegenseitiger Lage unabhängig voneinander auftreten können, sondern daß z. B. eine gewisse Anzahl von Symmetrieebenen notwendig auch eine gewisse Anzahl von Symmetrieachsen etc. bedingt.

So müssen z. B. neben den 3 + 6 Symmetrieebenen des Würfels und des Oktaeders notwendig die schon oben (56) besprochenen 3 gleichen vierzähligen, 4 gleichen dreizähligen und 6 gleichen zweizähligen Symmetrieachsen vorhanden sein und zwar genau in der dort mitgeteilten gegenseitigen Lage und ebenso muß notwendig ein Symmetriecentrum existieren.

62. 32 **Krystallklassen.** Setzt man diese Betrachtungen, was aber hier nicht geschehen soll, fort, indem man das Gesetz der rationalen Kantenschnitte einer geeigneten mathematischen Behandlung unterwirft, so kommt man zu dem Resultat, daß mit diesem Gesetz 32 durch die Zahl, gegenseitige Lage und relative Beschaffenheit der Symmetrieelemente charakterisierte Symmetriegrade vereinbar sind, daß also die diesem Gesetz unterworfenen und aus ihm ohne andere Voraussetzungen ableitbaren polyedrischen Formen in 32fach verschiedener Weise symmetrisch gebaut sein können. Mit anderen Worten: es sind 32 Krystallklassen möglich, in denen sich die sämtlichen Krystallformen nach ihren Symmetrieverhältnissen unterbringen lassen. Dies ist auch in der Tat ausnahmslos der Fall. Allerdings hat man für einige wenige dieser 32 Symmetrieklassen bisher noch keinen in der Krystallwelt tatsächlich vorhandenen Repräsentanten kennen gelernt, und für mehrere Klassen hat man speziell noch keinen Vertreter im Mineralreich aufgefunden. Es ist jedoch die Erwartung berechtigt, dass diese Lücken bei fortschreitendem Studium der künstlichen und

natürlichen Krystalle in Zukunft noch ausgefüllt werden. Anderseits hat man aber noch niemals einen Krystall beobachtet, der eine andere Symmetrie zeigte, als es einer der 32 aus dem Gesetz der rationalen Kantenschnitte ableitbaren Klassen entspricht.

Diese Übereinstimmung der in der Natur tatsächlich beobachteten Symmetrieverhältnisse mit den aus dem krystallographischen Grundgesetze abgeleiteten ist eine wichtige indirekte Bestätigung des letzteren.

Eine Ableitung der 32 Krystallklassen findet man u. a. in folgenden Werken: *Hessel*, Artikel „Krystall" in Gehler's physikalischem Wörterbuch Bd. 5 pag. 1023—1340 (1830); separat 1831 unter dem Titel: Krystallometrie oder Krystallonomie und Krystallographie; auch Ostwald's Klassiker Bd. 88, 89. *Bravais*, Mémoire sur les polyèdres de forme symmétrique. 1849; Ostwald's Klassiker Nro. 17. Études cristallographiques 1851 und 1866; *Gadolin*, Mémoire sur la déduction d'un seul principe de tous les systèmes cristallographiques avec leurs subdivisions. Acta soc. scient. fennicae Bd. 9 pag. 1—71, 1871; Ostwald's Klassiker Nro. 75. *P. Curie*, Bulletin de la société française de minéralogie. Bd. 7, 1884 pag. 89 u. 418. *Sohnke*, Entwickelung einer Theorie der Krystallstruktur. 1879. *Minnigerode*, N. Jahrb. für Mineralogie etc. Beilage-Bd. V, 1887, pag. 145—166. *Schönfliess*, Krystallsysteme und Krystallstruktur. 1891. *Groth*, Physikalische Krystallographie. 3. Aufl., 1895, pag. 311 ff. *Wülfing*, Tabellarische Uebersicht der einfachen Formen der krystallographischen Symmetriegruppen. 1895. *Th. Liebisch*, Grundriss der physikalischen Krystallographie. pag. 34 ff. Erwähnt sei noch: *Fedorow*, Uebersicht über dessen russisch geschriebene Arbeiten: N. Jahrb. f. Mineralogie, 1891, I. pag. 113—115.

Ehe wir dazu übergehen, die 32 Krystallklassen eingehend zu betrachten, haben wir noch eine Beziehung zwischen ihnen kennen zu lernen, die es gestattet, sie zu einer Anzahl von sechs größeren Gruppen, den sechs Krystallsystemen, zusammenzufassen.

63. Holoedrie. Meroedrie. Hemiedrie. Man macht bei dem Studium der Krystallformen vielfach die Beobachtung, daß einzelne Flächen, die nach der Symmetrie eigentlich vorhanden sein müßten, fehlen. Dies sind Unregelmäßigkeiten und Unvollkommenheiten, die wegen ihres gelegentlichen und zufälligen Auftretens eine größere Bedeutung nicht besitzen.

In zahlreichen anderen Fällen ist aber auch ein regelmäßiges, ganz bestimmten Gesetzen unterworfenes Fehlen von Flächen an gewissen Formen zu konstatieren, wodurch neue, weniger symmetrische, abgeleitete Formen ebenfalls mit ganz bestimmten Symmetrieverhältnissen entstehen. Diese Erscheinung ist von der größten Bedeutung, und sie ist es, die wir nun etwas genauer kennen zu lernen haben.

Schon bei Beginn der Entwicklung der wissenschaftlichen Krystallkunde am Anfang des 19. Jahrhunderts wurde diese wichtige Beziehung zwischen gewissen Krystallformen erkannt, die man als die der *Vollflächigkeit* und *Teilflächigkeit*, der *Holoedrie* und *Meroedrie* zu bezeichnen pflegt. Diese besteht u. a. darin, daß manche Krystallformen

nur von der Hälfte der Flächen anderer Formen begrenzt sind, wobei die Flächen der ersteren genau dieselbe Lage zueinander haben, wie die entsprechende Hälfte der Flächen der letzteren. Man kann sich demnach jene aus diesen durch Verschwinden der anderen Hälfte der Flächen entstanden denken, indem sich gleichzeitig die bleibenden Flächen bis zum gegenseitigen Durchschnitt nach allen Seiten hin ausdehnen. Solche nur von der Hälfte der Flächen begrenzte Formen heißen *hemiedrische* oder *halbflächige* im Vergleich mit denen, die die volle Anzahl der Flächen besitzen und aus denen sie sich in der erwähnten Weise ableiten lassen. Diese letzteren werden als die *holoedrischen* oder *vollflächigen* Formen bezeichnet. Die Erscheinung selbst wird *Hemiedrie* oder *Halbflächigkeit* genannt; sie bildet einen speziellen Fall der Teilflächigkeit oder Meroedrie.

Die aus einfachen vollflächigen Krystallformen abgeleiteten hemiedrischen sind ebenfalls einfache Krystallformen, da ja auch sie von lauter gleichen Flächen begrenzt werden. Diese sind auch selbstverständlich in ihrer Anordnung dem Gesetz der rationalen Kantenschnitte unterworfen. Das Verschwinden der einen Hälfte der Flächen ist ja von keinem Einfluß auf die bleibenden, die nach wie vor alle einander gleich sein und dem Kantenschnittgesetze entsprechen müssen.

In diesem Verhältnis der Holoedrie und Hemiedrie stehen z. B. das reguläre Oktaeder und das stets von vier gleichseitigen Dreiecken begrenzte Tetraeder. Denkt man sich an einem *Oktaeder* (Fig. 38) die vier abwechselnden Flächen (die schraffirten) verschwunden (resp. von Anfang an nicht ausgebildet) und die übrigen vier Flächen bis zum gegenseitigen Durchschnitt erweitert, so entsteht eine neue, dem vollflächigen Oktaeder gegenüber hemiëdrische Form, die das reguläre *Tetraeder* genannt wird. Daß zwischen dem Oktaeder und Tetraeder wirklich diese Beziehung besteht, zeigt die in der Figur dargestellte Gruppirung der Flächen. Sie geht noch weiter aus den Winkelverhältnissen beider Formen hervor. Das Oktaeder ist von acht gleichen, in der idealen Form gleichseitig dreieckigen Flächen begrenzt, die sich in lauter gleichen Kanten von 109° 28′ schneiden. Über die Ecken hinweg stoßen sie dann unter Winkeln von 180°—109° 28′ = 70° 32′ zusammen. Unter demselben Winkel von 70° 32′ müssen sich aber auch, wie man aus der Figur sieht, je zwei Tetraederflächen in den Tetraederkanten treffen, denn die Tetraederflächen sind ja der Lage nach nichts anderes, als Oktaederflächen, die sich über die Oktaederecken weg schneiden. In der Tat trifft man auch an zahlreichen Mineralien (Fahlerz, Boracit etc.) tetraëdrische Formen, deren Flächen unter lauter Winkeln von 70° 32′ zusammenstoßen, die also reguläre Tetraeder sind und somit in der erwähnten Beziehung zu dem regulären Oktaeder stehen und aus ihm abgeleitet werden können.

Fig. 38.

64. Korrelate hemiëdrische Formen. Die vollflächigen Krystallformen geben selbstverständlich mit jeder ihrer beiden Flächenhälften einen zugehörigen hemiedrischen Körper, also im ganzen zwei (von

verschiedener Stellung). Die beiden aus demselben Vollflächner abgeleiteten Halbflächner heißen *korrelat*; jeder ist der *Gegenkörper* des anderen.

Fig. 39.

So gibt das Oktaeder (Fig. 39b) zwei korrelate Tetraeder (Fig. 39a und c), deren Kanten sich unter 90° durchschneiden. Das eine Tetraeder ist das *Gegentetraeder* des anderen.

65. Charakter der Hemiedrie. Zwei korrelate hemiedrische Formen, also z. B. die beiden Tetraeder Fig. 39a und c, ergänzen sich gegenseitig geometrisch zu der zugehörigen vollflächigen, also hier dem Oktaeder (Fig. 39b). Die Flächen der einen Form (des einen Tetraeders) sind aber stets physikalisch verschieden von denen der Gegenform (des Gegentetraeders). Zwei korrelate Hemieder, also die beiden Tetraeder, bilden somit zwei verschiedene einfache Formen, die völlig unabhängig voneinander auftreten. Durch ihr Zusammenvorkommen wird daher der zugehörige vollflächige Körper nur der äußeren Form nach wiederhergestellt (Fig. 39b), nicht aber der Flächenbeschaffenheit nach, da nun nicht mehr alle Flächen einander gleich sind, sondern in zwei verschiedene Gruppen zerfallen. Man hat es mit einer Kombination der beiden korrelaten Halbflächner (der beiden Tetraeder) zu tun.

Danach ist es für die Hemiedrie nicht unbedingt erforderlich, daß die eine Hälfte der Flächen aus der vollflächigen Form verschwindet. Hemiedrie ist schon vorhanden, wenn die Flächen der letzteren in zwei Gruppen von ungleicher Beschaffenheit zerfallen, von denen jede für sich genügend erweitert einen der beiden korrelaten Halbflächner bilden kann. Das völlige Verschwinden der einen Hälfte der Flächen stellt gewissermaßen den größtmöglichen Unterschied gegen die andere bleibende Flächenhälfte dar und liefert die zugehörigen einfachen hemiedrischen Formen.

66. Kongruente und enantiomorphe Hemieder. Die aus einer vollflächigen Form ableitbaren korrelaten Hemieder sind in allen Fällen einander der Form nach gleich und nur in der Stellung von einander verschieden. Doch ist in dem gegenseitigen Verhalten der

beiden korrelaten Formen zueinander eine Verschiedenheit und zwar von doppelter Art zu erkennen.

Die beiden korrelaten Formen sind entweder in der Weise einander gleich, daß jede durch eine geeignete Drehung mit der anderen zur Deckung gebracht werden kann: sie sind *kongruent*. Zwei derartige korrelate Formen werden meist ihrer Stellung nach als positiv und negativ (+ und —) voneinander unterschieden, wobei es gleichgültig ist, welche von beiden als + angenommen wird; die andere ist dann eben —.

Oder die beiden korrelaten Hemieder können nicht durch Drehung miteinander zur Deckung gelangen; sie sind nur spiegelbildlich gleich. Das eine ist das Spiegelbild des anderen, und sie verhalten sich zueinander wie die rechte Hand zur linken. Formen dieser Art werden *enantiomorph* genannt. Ihre verschiedene Stellung wird durch die Bezeichnung „rechts“ und „links“ zum Ausdruck gebracht. Alle enantiomorphen Hemieder sind ohne Symmetrieebenen und ohne Symmetriecentrum, während die kongruenten beides besitzen können.

Beispiele. Die aus dem *Oktaeder* ableitbaren beiden *Tetraeder* (Fig. 39) sind *kongruent*; die Kanten des einen Tetraeders kreuzen die des anderen rechtwinklig. Dreht man das erste um eine der drei die Mitten zweier gegenüberliegender Kanten verbindende Linie um 90°, so kommt es mit dem Gegentetraeder vollkommen zur Deckung, so daß die Flächen und Kanten des einen genau in die Flächen und Kanten des anderen fallen. Nennt man das eine Tetraeder +, so ist das andere —.

Eine an zahlreichen Krystallen vorkommende einfache vollflächige Form ist das Fig. 40b abgebildete *Dioktaeder*, begrenzt von 16 gleichen Flächen, die eine doppelt achtseitige Pyramide bilden mit gemeinsamer ebener Grundfläche der beiden

Fig. 40.

Hälften. Diese 16 Flächen schneiden sich in acht gleichen Kanten, die in dieser gemeinschaftlichen Grundfläche liegen, und in je acht abwechslungsweise gleichen spitzeren resp. stumpferen Kantenpaaren, die von den Ecken der Grundfläche nach den beiden Pyramidenecken hin verlaufen. Wenn von den 16 Flächen des Dioktaeders nur je die acht abwechselnden ausgebildet sind, wie es die Schraffierung in *b* angibt, dann entstehen zwei korrelate hemiedrische Formen, die man *Trapezoeder* genannt hat (Fig. 40a und c). Ihre acht Flächen bilden eine vierseitige Doppelpyramide, deren beide Hälften etwas gegeneinander verdreht erscheinen, so daß in der Mitte acht abwechselnd

verschiedene kürzere und längere Kanten zickzackförmig auf- und absteigen. Acht gleiche Kanten gehen zu je vier von den beiden Pyramidenecken aus. Diese zwei korrelaten Trapezoeder sind spiegelbildlich gleich, jedem Begrenzungselement des einen liegt ein gleiches am anderen symmetrisch gegenüber. Sie lassen sich durch keine Drehung zur Deckung bringen, sie sind *enantiomorph*; das eine ist das rechte, das andere das linke. Eine Symmetrieebene und ein Symmetriecentrum sind, wie man sieht, nicht vorhanden.

67. Tetartoedrie. Ogdoedrie. Nicht selten geht die Teilflächigkeit noch weiter. Von manchen (nicht allen) Krystallformen, die zu anderen im Verhältnis der Hemiedrie stehen, kann man sich wieder nur die Hälfte der Flächen ausgebildet, die andere Hälfte verschwunden denken, so daß also von den Flächen der holoedrischen Gestalten nur der vierte Teil vorhanden ist. Man erhält so *viertelflächige* oder *tetartoedrische* Formen, die als Hemieder von Hemiedern aufgefaßt werden können. Die Erscheinung selbst ist die der *Tetartoedrie* oder *Viertelflächigkeit*. Die vollflächigen Formen können somit vier korrelate tetartoedrische Formen geben, die hemiedrischen deren zwei. Auch die korrelaten tetartoedrischen Formen sind entweder kongruent oder enantiomorph. Beispiele dafür werden wir unten bei der Beschreibung der einzelnen Krystallformen kennen lernen.

Durch fortgesetztes Verschwinden der Hälfte der Flächen können wir aus gewissen viertelflächigen Formen *achtelflächige* oder *ogdoedrische* Gestalten ableiten, womit dann die Teilflächigkeit ihr Ende erreicht hat. Die *Ogdoedrie* oder *Achtelflächigkeit* ist aber namentlich für Mineralien von so geringer Bedeutung, daß hier nur kurz darauf hingewiesen werden soll.

68. Hemimorphismus. Eine besondere Art der Hemiedrie ist der *Hemimorphismus* (Hemimorphie). Von Hemimorphismus spricht man, wenn an einem Krystall an dem einen Ende einer nur einmal vorhandenen (singulären) Symmetrieachse (56) nicht die parallelen Gegenflächen zum anderen Ende, sondern Flächen von abweichender Lage vorhanden, oder wenn die Flächen am einen Ende den etwaigen parallelen am anderen nicht krystallographisch gleich sind. Die beiden Enden jener Achse, der *Achse des Hemimorphismus*, sind demnach verschieden ausgebildet, aber stets so, daß die Flächen auf beiden Seiten in derselben Weise, d. h. nach den nämlichen Ebenen und Achsen, symmetrisch angeordnet sind. Die Achse des Hemimorphismus ist eine Symmetrieachse von gleicher Zähligkeit für beide Enden, sie zeigt aber eine ausgesprochene Zweiseitigkeit, der Krystall eine bestimmte Polarität in der Richtung der Achse, die auch in einer physikalischen Verschiedenheit der beiden Pole selbst, nicht nur der Flächen, zum Ausdruck kommt (verschiedenes pyroelektrisches Verhalten der beiden Pole etc.). Die Flächen von gleicher Beschaffenheit am einen, wie die an dem entgegengesetzten Pol, bilden je für sich einfache Formen, mit Ausschluß aller gegenüberliegenden. Sämtliche einfache Formen

hemimorpher Krystalle sind daher notwendig offen und die Krystalle selbst müssen stets Kombinationen ohne Symmetriecentrum darstellen.

Hemimorphe Formen lassen sich aus sämtlichen solchen Formen ableiten, die mindestens eine an beiden Enden gleich ausgebildete singuläre Symmetrieachse besitzen, und nur aus solchen. Auf dieser Symmetrieachse ist stets eine Symmetrieebene oder eine Anzahl anderer Symmetrieachsen senkrecht. Man denkt sich jede der vorhandenen einfachen Formen in zwei voneinander unabhängige (voneinander verschiedene) Hälften zerfallen, deren Flächen je um die beiden Pole herumliegen und kann sich vorstellen, daß die Flächen am einen Ende verschwinden und durch andere nach derselben Symmetrie angeordnete ersetzt werden. Dadurch kommen dann auch die Symmetrieelemente zum Wegfall, die auf der zur Achse des Hemimorphismus gewordenen Symmetrieachse senkrecht sind (Symmetrieebene, resp. Symmetrieachsen), wie wir bei der speziellen Betrachtung der hemimorphen Krystalle, namentlich im hexagonalen System, noch eingehender sehen werden.

Beispiel. Eine Anschauung von hemimorpher Ausbildung gibt der Krystall von *Kieselzinkerz* (Fig. 41). Die Achse des Hemimorphismus ist aufrecht gestellt. Es ist eine für beide Enden zweizählige Symmetrieachse. Die Flächen an beiden Polen sind nach zwei aufeinander senkrechten Symmetrieebenen, die parallel a und b gehen, symmetrisch angeordnet. Die Flächen p, m, o, r und c sind nur oben, die Flächen s nur unten ausgebildet. Wäre die Begrenzung oben und unten dieselbe, so wäre noch eine horizontale Symmetrieebene senkrecht zur Achse des Hemimorphismus vorhanden, die aber nun weggefallen ist, ebenso auch die beiden auf der letzteren und auf den Flächen a und b senkrechten horizontalen zweizähligen Symmetrieachsen. Zu keiner der Endflächen ist eine parallele Gegenfläche vorhanden, wohl aber zu allen Flächen, die der Achse des Hemimorphismus parallel gehen, zu a, b und g; auf diese hat hier die Hemimorphie keinen Einfluß.

Fig. 41.

69. Symmetrie hemiedrischer Formen. Durch das Verschwinden der einen Hälfte der Flächen einer vollflächigen Krystallform muß selbstverständlich auch ein Teil der Symmetrieelemente dieser letzteren wegfallen. Damit wird die Symmetrie der hemiedrischen Formen niedriger, als die der zugehörigen holoedrischen. Speziell ist mit der einen Hälfte der Flächen auch ein Teil der Symmetrieebenen des Vollflächners und damit zusammen meist notwendig von selber auch ein Teil der Symmetrieachsen verschwunden. Letztere brauchen daher nur in einzelnen Fällen besonders berücksichtigt zu werden, wie wir unten bei der genaueren Betrachtung der einzelnen Hemiedrien noch weiter sehen werden. Ebenso verhält es sich auch mit dem Symmetriecentrum. Geht das Symmetriecentrum verloren, so fehlen zu allen Flächen die parallelen Gegenflächen. Die so entstehenden hemiedrischen Formen heißen dann *geneigtflächig*. Im Gegensatz dazu

werden hemiedrische Formen, bei denen zu jeder Fläche die parallele Gegenfläche noch vorhanden ist, *parallelflächige* genannt.

An sich wäre es nun wohl möglich, d. h. es würde dem Gesetze der rationalen Kantenschnitte nicht widersprechen, wenn die Hälfte der Flächen an den holoedrischen Formen in ganz beliebiger Weise verschwinden würde. Bei genauerer Untersuchung findet man aber, daß hier eine strenge Gesetzmäßigkeit herrscht, die auf die allgemeinen Verhältnisse der Symmetrie gegründet ist.

70. Haüysches Symmetriegesetz. Diese Gesetzmäßigkeit folgt aus einem umfassenderen Gesetz, das wir hier zum ersten Male kennen lernen, dem wir aber später noch öfter begegnen werden. Es ist zuerst am Beginn des 19. Jahrhunderts von dem Pariser Mineralogen *Haüy*, dem Begründer der wissenschaftlichen Krystallographie aufgestellt und danach das *Haüysche Symmetriegesetz* genannt worden. Ganz allgemein kann es in folgender Form ausgedrückt werden: *In jedem Krystalle verhalten sich gleichwertige Stücke jederzeit gleich.* Je nachdem diese Stücke Symmetrieelemente oder Begrenzungselemente sind, wird sich dieses Gesetz im speziellen auf verschiedene Weise äußern.

(*Haüy*, Mémoire sur une loi de la cristallisation appelée loi de symmétrie Mém. du mus. d'hist. nat. 1815. I. 81. 206. 273. 341. Uebersetzt von *Hessel* unter dem Titel: Haüy's Ebenmaassgesetz der Krystallbildung 1819).

71. Symmetrieverhältnisse der hemiedrischen Formen nach dem Haüyschen Symmetriesatz. Die Stücke der Krystalle, um die es sich hier handelt, sind die Symmetrieelemente derselben, namentlich die Symmetrieebenen. Das Haüysche Gesetz würde also speziell lauten: Gleichwertige Symmetrieelemente (Symmetrieebenen) verhalten sich bei der Hemiedrie gleich. Dieses gleiche Verhalten besteht darin: die verschwindenden resp. bleibenden und sich ausdehnenden Flächen einer holoedrischen Form sind stets in der Weise angeordnet, daß Gruppen gleichwertiger Symmetrieelemente (gleichwertige Symmetrieebenen und mit ihnen oft auch gleichwertige Symmetrieachsen) stets gleichzeitig verschwinden und nur die anderen übrig bleiben. Manchmal verschwindet nur eine einzige Gruppe von Symmetrieebenen, in anderen Fällen mehrere solche Gruppen gleichzeitig. Durch die übrig bleibenden Symmetrieelemente sind dann die hemiedrischen Formen in Bezug auf ihre Symmetrie charakterisiert. Hat der vollflächige Krystall kein anderes Symmetrieelement als ein Symmetriecentrum, so kann bei der Hemiedrie auch dieses verschwinden, und die hemiedrischen Formen sind dann dadurch ausgezeichnet, daß sie gar kein Symmetrieelement mehr besitzen.

Beispiel. Das *Tetraeder* (Fig. 38) ist eine aus dem *Oktaeder* ableitbare hemiedrische Form (63). Das letztere hat, wie wir gesehen haben (54), drei Haupt- und

6 Nebensymmetrieebenen. Fallen bei der Ableitung des Tetraeders die abwechselnden Flächen (die schraffierten) des Oktaeders weg, so verschwinden, wie die Figur deutlich zeigt, die drei über die Oktaederkanten hinweggehenden Hauptsymmetrieebenen. Dagegen bleiben die sechs Nebensymmetrieebenen in der Richtung der Höhenlinien der Oktaeder- und der Tetraederflächen (angegeben durch die gestrichelten Linien) auch bei dem Tetraeder als Symmetrieebenen erhalten. Die drei gleichwertigen Hauptsymmetrieebenen sind also alle gleichzeitig verschwunden, die sechs gleichwertigen Nebensymmetrieebenen alle gleichzeitig erhalten geblieben. Ähnlich ist es mit den Symmetrieachsen. Gleichzeitig mit den drei Hauptsymmetrieebenen verschwinden die sechs gleichwertigen zweizähligen Symmetrieachsen des Oktaeders, es bleiben aber alle vier gleichen dreizähligen Symmetrieachsen des Oktaeders als solche auch beim Tetraeder und die drei gleichen vierzähligen Symmetrieachsen des Oktaeders gehen in drei gleiche zweizählige beim Tetraeder über.

72. Symmetrieverhältnisse der tetartoedrischen Formen. Wie die hemiedrischen Formen weniger symmetrisch sind als die zugehörigen vollflächigen, so sind die tetartoedrischen weniger symmetrisch als die hemiedrischen, aus denen sie sich ableiten lassen. Zwischen den beiden letzteren herrschen aber genau dieselben allgemeinen Verhältnisse, wie bei den beiden erstgenannten. Auch aus den hemiedrischen Formen verschwinden bei der Bildung von tetartoedrischen gewisse Gruppen gleicher Symmetrieelemente. Nur aus solchen hemiedrischen Formen können tetartoedrische abgeleitet werden, die noch gewisse Symmetrieelemente besitzen. Ebenso verhalten sich die ogdoedrischen Formen zu den tetartoedrischen. Mit der Achtelflächigkeit ist die äußerste Grenze der Meroedrie erreicht.

73. Gesetz der Hemiedrie etc. Die Angabe der Symmetrieelemente, besonders der Symmetrieebenen einer vollflächigen Krystallform, die beim Eintreten einer Hemiedrie verschwinden, nennt man das *Gesetz der Hemiedrie.* In derselben Weise ist auch das Gesetz der Tetartoedrie etc. aufzufassen, wobei man sich die tetartoedrischen Formen entweder direkt aus den vollflächigen oder auch aus den hemiedrischen etc. abgeleitet denken kann. Aus diesem Gesetz folgt dann die Anordnung der verschwindenden und der bleibenden Flächen von selbst; sie steht mit dem Verschwinden dieser oder jener Gruppe von Symmetrieebenen in engem und notwendigem Zusammenhang. Das Gesetz der Hemiedrie etc. läßt sich daher auch ebenso gut durch Angabe der gegenseitigen Lage der verschwindenden und bleibenden Flächen des Vollflächners bestimmen, woraus dann umgekehrt folgt, welche Symmetrieelemente dabei verschwinden müssen.

Beispiel. Bei der Ableitung des *Tetraeders* aus dem *Oktaeder* besteht das Gesetz der Hemiedrie darin, daß die drei Hauptsymmetrieebenen im letzteren verschwinden. Dies kann aber nur geschehen, wenn von den auf beiden Seiten einer Oktaederkante liegenden Flächen überall eine wegfällt und nur die andere übrig bleibt. Führt man dies in konsequenter Weise rings um den ganzen Krystall herum aus, so kann nur die in Fig. 38 oder 39 b durch Schraffieren angedeutete Flächen-

gruppierung herauskommen, bei der eine jede bleibende Oktaederfläche umgeben ist von drei verschwindenden und umgekehrt. Die Gruppierung ist auch eine Folge des Haüyschen Symmetriegesetzes, wonach gleiche Kanten und Flächen auch bei dem Eintreten der Hemiedrie sich gleich verhalten müssen. Für die Hemiedrie würde es schon genügen, wenn die abwechselnden Oktaederflächen physikalisch verschieden würden. Schon dadurch würde die Symmetrie nach den Hauptsymmetrieebenen des Oktaeders beim Tetraeder aufgehoben werden, während die nach den Nebensymmetrieebenen bleibt.

Umgekehrt könnte man daher das Gesetz auch in der Weise aussprechen, daß man sagt: beim Oktaeder sollen nur die abwechselnden Flächen noch gleich sein, die anderen von diesen verschieden werden, resp. ganz verschwinden. Dann würde daraus, wie dieselbe Figur zeigt, folgen, daß die drei Hauptsymmetrieebenen nicht mehr als solche funktionieren. Je die eine Hälfte der Flächen würde dann für sich allein beide Male ein Tetraeder bilden.

74. Ableitung mehrerer hemiedrischer Formen aus derselben vollflächigen. Aus dem Vorhergehenden ist ohne weiteres zu ersehen, daß aus zahlreichen einfachen vollflächigen Formen mehrere verschieden gestaltete hemiedrische Formenpaare abgeleitet werden können, nämlich aus allen solchen, die mehrere voneinander unabhängige, d. h. nicht gleichzeitig miteinander verschwindende Gruppen gleicher Symmetrieelemente besitzen. Durch das Verschwinden von bald der, bald jener solchen Gruppe von gleichen Symmetrieelementen, oder auch von mehreren solchen zusammen, entsteht je ein Paar korrelater hemiedrischer Formen, die jedesmal einem anderen Gesetz der Hemiedrie, oder, wie man kurz zu sagen flegt, einer anderen Hemiedrie entsprechen. In ganz analoger Weise verhält es sich mit den Tetartoedrien etc.

Ein Beispiel hierfür liefert die flächenreichste einfache Krystallform, die überhaupt möglich ist, der *Achtundvierzigflächner*, auch *Hexakisoktaeder* genannt (Fig. 42). Er ist in der idealen Form begrenzt von 48 kongruenten unregelmäßigen Dreiecken, die in acht Gruppen von je sechs angeordnet sind in der Weise, daß diese sechs zusammen der Lage nach einer Oktaederfläche entsprechen. Mit dem Oktaeder und mit dem Würfel stimmt dieser Körper in Beziehung auf die Symmetrie vollkommen überein, weil er dieselbe Zahl von Symmetrieelementen in derselben Lage und Beschaffenheit und also denselben Grad der Symmetrie besitzt wie sie, daher gehört er mit diesen beiden in dieselbe Klasse. Drei gleichwertige aufeinander senkrechte Hauptsymmetrieebenen gehen durch je acht gleiche Kanten K und durch je vier gleiche Ecken E und G. Die zwischenliegenden Nebensymmetrieebenen sind durch die beziehungsweise gleichen Kanten M resp. L und durch die beziehungsweise gleichen Ecken E, O und G bestimmt.

Fig. 42.

Fallen nun die drei Hauptsymmetrieebenen unter Erhaltung der sechs Nebensymmetrieebenen weg, geht also die Hemiedrie nach demselben Gesetze vor sich, wie bei der Ableitung des Tetraeders aus dem Oktaeder (daher *tetraedrische* Hemiedrie genannt), dann müssen die vier abwechselnden Gruppen von je sechs Flächen ver-

schwinden, resp. von den anderen vier in der vollflächigen Form mit ihnen gleichwertigen Gruppen verschieden werden, wie es in Fig. 43b die Schraffierung zeigt.

Fig. 43.

Jede der beiden Flächenhälften gibt dann einen von 24 unregelmäßigen Dreiecken begrenzten hemiedrischen Körper von der allgemeinen Form eines Tetraeders, dessen Flächen zu vier gleichwertigen Gruppen von je sechs angeordnet sind. Es entstehen aus dem Hexakisoktaeder die beiden korrelaten *Hexakistetraeder* Fig. 43a und c mit geneigtflächiger Begrenzung, die selbstverständlich mit den Tetraedern bezüglich der Symmetrie vollständig übereinstimmen müssen.

Nach einem zweiten Gesetze fallen die sechs Nebensymmetrieebenen des Hexakisoktaeders weg, während die drei Hauptsymmetrieebenen als solche erhalten bleiben. Die verschwindenden und sich ausdehnenden Flächen müssen dann wie in Fig. 44b

Fig. 44.

gegeneinander gruppiert sein. Jede Hälfte gibt als hemiedrischen Körper ein Diploeder. Es entstehen nach diesem Gesetz zwei korrelate *Diploeder*, begrenzt von 24 ungleichschenkligen vierseitigen Flächen (Fig. 44a u. c). Es ist dies eine parallelflächige, die sogenannte *pyritoedrische* Hemiedrie.

Fallen endlich, der einzigen noch übrigbleibenden Möglichkeit entsprechend, alle 3 + 6 Symmetrieebenen gleichzeitig aus, dann können die beiden Flächenhälften nur so, wie es in Fig. 45b dargestellt ist, angeordnet sein. Das Hexakisoktaeder liefert dann, wenn je die eine Hälfte der Flächen verschwindet, die dieser Hemiedrie entsprechenden beiden korrelaten Halbflächner, die man als *Gyroeder* oder *Plagieder*

Fig. 45.

bezeichnet (Fig. 45a u. c). Es liegt die *gyroedrische* oder *plagiedrische* Hemiedrie vor, die wie die tetraedrische geneigtflächig ist.

Die Möglichkeit weiterer Hemiedrieen ist damit erschöpft, da kein anderes gleichzeitiges Wegfallen von gleichwertigen Symmetrieebenen mehr denkbar ist. Es kann nun aber an diesen hemiedrischen Formen wieder die Hälfte der Flächen in Wegfall kommen, so daß tetartoedrische Formen entstehen. Wir wollen hier aber diese Betrachtungen nicht weiter fortsetzen, sondern sie bis zur eingehenden Beschreibung der einzelnen Krystallklassen verschieben.

75. Hemiedrie ohne Formveränderung. Bemerkenswert ist es, daß manche einfache Krystallformen durch Eintritt einer Hemiedrie keine Veränderung erleiden. Dies ist immer dann der Fall, wenn die Flächen dieser Form senkrecht über diejenigen Symmetrieebenen hinweg gehen, die bei der betreffenden Hemiedrie in Fortfall kommen.

Ein Beispiel hierfür liefert das *Rhombendodekaeder* (Fig. 46), begrenzt in der idealen Form von zwölf gleichen Rhomben, die sich in den Kanten unter 120°, über die vierflächigen Ecken hinweg unter rechten Winkeln schneiden. Eine solche Form gehört ebenfalls derselben Krystallklasse an, wie das Oktaeder und der Würfel und hat wie sie drei aufeinander senkrechte Hauptsymmetrieebenen, die in der Richtung der großen Diagonalen über die Flächen hinweg verlaufen und sechs zwischenliegende Nebensymmetrieebenen, die durch die kleinen Diagonalen der Flächen und je vier Kanten bestimmt werden. Fallen nun nach dem Gesetz der tetraedrischen Hemiedrie die drei Hauptsymmetrieebenen weg, so werden alle Flächen nach den großen Diagonalen in zwei voneinander verschiedene Hälften zerfallen müssen. Würde nun auch die eine Hälfte jeder Fläche verschwinden, so müßte sie sofort wieder ersetzt werden durch die sich gleichzeitig ausdehnende andere Flächenhälfte. Das Dodekaeder kann demnach seine äußere Form bei dieser Hemiedrie nicht ändern (vergl. (106), letzter Abschnitt).

Fig. 46.

76. Auftreten derselben Formen in mehreren Krystallklassen. Wir haben hier gleichzeitig beim Dodekaeder ein Beispiel, wie eine und dieselbe einfache Form in zwei verschiedenen Krystallklassen auftreten kann, in der durch das Oktaeder repräsentierten vollflächigen und in der durch das Tetraeder repräsentierten hemiedrischen (tetraedrisch-hemiedrischen). Bei der speziellen Beschreibung der einzelnen Klassen werden wir sehen, daß dies auch in zahlreichen anderen analogen Fällen vorkommt. Ähnliches werden wir aber auch bei vollflächigen einfachen Formen kennen lernen und zwar bei den offenen, bei manchen Prismen und den Pinakoiden. Der Grund liegt hier darin, daß infolge ihrer unvollständigen Raumabgrenzung bei ihnen bezüglich ihres Symmetriegrades eine Unbestimmtheit bleibt, so daß sie in verschiedenen durch die Symmetrie gegebenen Abteilungen möglich sind. Die Unbestimmtheit hört auf, wenn durch Zutreten anderer einfacher Formen, offener oder geschlossener, der Raum vollständig und allseitig abgegrenzt wird.

77. Holoedrische und hemiedrische Krystallklassen. Wir haben im bisherigen den Zusammenhang einzelner Krystallformen in Beziehung auf ihre Vollflächigkeit und Teilflächigkeit betrachtet. In demselben Zusammenhang müssen aber auch die Krystallklassen untereinander stehen, da ja sämtliche zu einer Klasse gehörige Formen hinsichtlich der Symmetrie miteinander vollkommen übereinstimmen. Wie es vollflächige und teilflächige Krystallformen gibt, so gibt es auch vollflächige und teilflächige Krystallklassen. Letztere sind der Inbegriff aller derjenigen hemiedrischen etc. Formen, die aus sämtlichen einfachen Formen einer vollflächigen Klasse nach demselben Gesetz der Hemiedrie (73) abgeleitet werden können. Alle diese letzteren Formen haben dieselbe Symmetrie, denn bei der Hemiedrie verschwinden jedesmal die nämlichen Symmetrieelemente. Diejenigen, die den entstehenden hemiedrischen Formen schließlich verbleiben, sind demnach wieder bei allen dieselben. Es ist also klar, daß alle so erhaltenen hemiedrischen Formen dieselbe Symmetrie haben müssen, daß sie somit zusammen eine Klasse, und zwar eine jener vollflächigen gegenüber halbflächige, allgemein gesagt, teilflächige, bilden müssen. Wenn z. B. aus den sämtlichen Formen mit $3 + 6$ Symmetrieebenen (54) die drei Hauptsymmetrieebenen wegfallen, so erhält man aus den Formen der durch $3 + 6$ Symmetrieebenen charakterisierten Klasse eine neue Klasse von Formen, die alle nur noch die sechs Nebensymmetrieebenen haben, die Formen der tetraedrischen Hemiedrie (Tetraeder, Hexakistetraeder (74) etc., aber auch das bei dieser Hemiedrie seine Form nicht ändernde Rhombendodekaeder (75) etc.)

Wenn man von diesem Gesichtspunkte aus die 32 Krystallklassen (62) untersucht, so findet man, daß sechs unter ihnen sich als vollflächig erweisen, während die übrigen 26 alle je aus einer von diesen sechs als hemiedrische, tetartoedrische und ogdoedrische in der oben angegebenen Weise abgeleitet werden können, indem nach bestimmten Gesetzen ein Teil der Begrenzungselemente verschwindet, womit dann zu gleicher Zeit auch ein Teil der Symmetrieelemente in Wegfall kommt.

Der innige Zusammenhang zwischen den vollflächigen und den zugehörigen teilflächigen Klassen kann vollständig nur nach Kenntnisnahme der sämtlichen zugehörigen einzelnen Krystallformen verstanden werden. Eine eingehende Beschreibung der letzteren wird unten bei der speziellen Betrachtung der einzelnen Krystallklassen gegeben werden. Hier beschränken wir uns zunächst auf eine allgemeine Übersicht, die der späteren genaueren Darstellung zur Grundlage dienen soll.

78. Krystallsysteme. Vor allem haben wir hier zunächst noch den Begriff des Krystallsystems kennen zu lernen. Man faßt je eine der sechs vollflächigen Klassen mit allen denen, die sich aus ihr als hemiedrische, tetartoedrische und ogdoedrische ableiten lassen, zu einer

größeren Gruppe zusammen und nennt eine solche Gruppe ein *Krystallsystem.* Die einzelnen Glieder eines Krystallsystems erweisen sich nicht nur durch diese allgemeine krystallographische Beziehung als zusammengehörig, sondern auch durch gewisse physikalische, namentlich optische Eigenschaften, die ihnen allen gemeinsam sind.

Unter den Klassen eines und desselben Krystallsystems hat selbstverständlich die vollflächige die höchste Symmetrie, die meisten Symmetrieelemente. Jeder teilflächigen Klasse entspricht, wie wir wissen (77), ein besonderes Gesetz der Hemiedrie etc., das sich aus den in jedem einzelnen Falle verschwundenen resp. erhalten gebliebenen Symmetrieelementen ergibt. Indem man von der vollflächigen Klasse ausgeht und sich in ihr je die zusammengehörigen gleichwertigen Symmetrieelemente auf alle denkbare Arten gruppenweise wegfallend denkt, erhält man die 26 durch besondere Symmetriegrade charakterisierten teilflächigen Abteilungen, die mit den 6 vollflächigen genau dieselben 32 Klassen ergeben, welche sich direkt aus dem Gesetze der rationalen Kantenschnitte ableiten lassen (62). Es ist dabei immer zu beachten, daß nicht die sämtlichen Symmetrieelemente in Bezug auf ihr Wegfallen und Erhaltenbleiben voneinander unabhängig sind. Mit dem Verschwinden mancher Symmetrieebenen verschwinden oder verändern sich gleichzeitig mit Notwendigkeit gewisse Symmetrieachsen und eventuell fällt auch das Symmetriecentrum von selber weg, so daß nicht alle denkbaren Variationen des Wegfallens von Symmetrieelementen zu neuen abgeleiteten Klassen führen.

79. Übersicht über die Krystallsysteme. Wie wir gesehen haben, gibt es sechs vollflächige Krystallklassen, aus denen sich die 26 übrigen durch Hemiedrie etc. ableiten lassen. Somit gibt es auch sechs und nur sechs Krystallsysteme in dem oben angegebenen Sinne. Diese sind zur Unterscheidung mit besonderen Namen belegt worden. Jedes Krystallsystem ist schon durch die zugehörige vollflächige Klasse vollständig bestimmt; in ihm sind ja die zugehörigen anderen weniger symmetrischen Klassen enthalten. Diese sechs vollflächigen Klassen können somit als Repräsentanten der sechs Krystallsysteme aufgefaßt werden. Sie sind hier zusammengestellt unter Angabe der zu ihrer Charakterisierung zunächst genügenden Symmetrieebenen und unter Beifügung eines speziellen Beispiels für jede einzelne.

1. *Reguläres System.* $3 + 6 = 9$ Symmetrieebenen. Die drei erstgenannten gleichwertigen Symmetrieebenen, die Hauptsymmetrieebenen, stehen aufeinander senkrecht und schneiden sich in drei gleichfalls aufeinander senkrechten Geraden. Die sechs anderen gleichwertigen Symmetrieebenen, die Nebensymmetrieebenen, gehen zu je zweien gleichfalls durch jene drei Geraden und halbieren die

Winkel zwischen den beiden zugehörigen Hauptsymmetrieebenen, mit denen sie also Winkel von 45° einschließen.

Als Beispiel haben wir schon oben (54) u. a. den Würfel kennen gelernt, der mit seinen sämtlichen Symmetrieebenen in Fig. 33 dargestellt ist. In den Geraden *a a*, die den Würfelkanten parallel sind, schneiden sich je zwei Hauptsymmetrieebenen *A* parallel den Würfelflächen und je zwei diagonal verlaufende Nebensymmetrieebenen *B* unter 45°. Ganz analog ist es beim Oktaeder (Fig. 34) (54). Ein anderes Beispiel eines vollflächig regulären Krystalls ist das von zwölf Rhomben begrenzte Rhombendodekaeder (Granatoeder) (75), dessen Flächen über die Kanten unter 120°, über die vierkantigen Ecken unter 90° zusammenstoßen (Fig. 47). Die Hauptsymmetrieebenen *A* gehen nach der grossen, die Nebensymmetrieebenen *B* nach der kleinen Diagonale über die Flächen hinweg. Der Würfel, das Oktaeder und das Rhombendodekaeder sind also vollflächige, reguläre, einfache Formen.

Fig. 47.

2. *Hexagonales System.* $3 + 3 + 1 = 7$ Symmetrieebenen. Von diesen steht die eine, von allen übrigen verschiedene, die Hauptsymmetrieebene, auf den sechs anderen, den Nebensymmetrieebenen, senkrecht. Letztere schneiden sich unter 30° in einer auf der Hauptsymmetrieebene senkrechten Geraden. Die Nebensymmetrieebenen zerfallen in zwei Gruppen; je die drei abwechselnden sind gleichwertig und von den drei anderen verschieden. Die drei gleichwertigen Nebensymmetrieebenen jeder Gruppe schliessen Winkel von 60° ein und halbieren die Winkel der anderen Gruppe.

In Fig. 48a ist ein vollflächig hexagonaler Krystall von der Seite, in Fig. 48b von oben dargestellt. *C* ist Hauptsymmetrieebene, *cc*, in Fig. 48b zum Punkt verkürzt, ist die auf *C* senkrechte Gerade, in der sich die sechs Nebensymmetrieebenen schneiden. Die abwechselnd gleichen Nebensymmetrieebenen sind *A* und *B*. Die Winkel folgen ohne weiteres aus Fig. 48b, wo sich alle Flächen *aa* unter 120° schneiden. Ebenso geht aus der Figur nach der Lage an der Begrenzung des Krystalls hervor, daß die Nebensymmetrieebenen *A* und *B* je untereinander gleichwertig, aber voneinander und von der Hauptsymmetrieebene *C* verschieden sein müssen.

Fig. 48.

3. *Quadratisches System.* $2 + 2 + 1 = 5$ Symmetrieebenen. Ganz analog wie im hexagonalen System steht die eine Symmetrieebene, die auch hier die Hauptsymmetrieebene genannt wird, auf den vier anderen von ihr verschiedenen Nebensymmetrieebenen senkrecht. Diese zerfallen gleichfalls in zwei Gruppen, hier von je zweien zueinander senkrechten, von denen die beiden der einen Gruppe die Winkel der anderen

Gruppe halbieren. Je zwei aufeinander folgende Nebensymmetrieebenen schließen demnach einen Winkel von 45° ein und alle vier schneiden sich in einer zur Hauptsymmetrieebene senkrechten Geraden.

Die Fig. 49a und 49b stellen einen vollflächig quadratischen Krystall von der Seite und von oben betrachtet dar. C ist die Hauptsymmetrieebene, A und B sind die beiden Gruppen von Nebensymmetrieebenen. Ihre gegenseitige Lage folgt aus den Figuren, ihre relative Beschaffenheit, Gleichheit resp. Verschiedenheit, aus denselben Gründen, wie beim hexagonalen System.

Fig. 49.

4. *Rhombisches System.* $1+1+1=3$ verschiedenwertige Symmetrieebenen A, B, C, die aufeinander senkrecht stehen.

Beispiel: Fig. 50a von der Seite, Fig. 50 von oben. A, B, C sind die drei Symmetrieebenen, die sich in drei aufeinander senkrechten Geraden a, b, c schneiden.

Fig. 50.

5. *Monoklines System.* 1 Symmetrieebene.

Beispiel: Augit: Fig. 51. (Auch Gips, Fig. 36.)

Fig. 51.

6. *Triklines System.* 0 Symmetrieebenen.

Beispiel: Axinit (Fig 52). (Auch Kupfervitriol Fig. 35.)

Fig. 52.

80. Grenzformen. Zuweilen findet man, daß Formen, denen faktisch eine niedere Symmetrie zukommt, sich in der allgemeinen Flächenanordnung und in den Winkelverhältnissen so sehr einer Form mit höherer Symmetrie nähern, daß ihnen ohne die genaueste Untersuchung jene höhere Symmetrie zugeschrieben werden müßte. So krystallisiert der *Leucit* in Formen, die derart einem sog. regulären Ikositetraeder (Fig. 94 (102)) gleichen, daß man das Mineral früher für regulär gehalten und solche reguläre Formen *Leucitoeder* genannt hat. Tatsächlich sind aber die Formen des Leucits quadratisch und zwar Kombinationen eines Oktaeders mit einem Dioktaeder (132, 134). Krystallformen dieser Art nennt man *Grenzformen*, die ganze Erscheinung *Pseudosymmetrie*. Der Leucit wäre demnach *pseudoregulär*. Der *Carnallit* bildet rhombische Krystalle, die sich in hohem Grade gewissen hexagonalen Formen nähern. Es sind sechsseitige Prismen, die, wenn sie wirklich hexagonal wären, lauter Kanten von 120° haben müßten. In Wirklichkeit sind aber diese

Kanten nur sehr nahezu 120° und zwar sind zwei = 118° 36′, die vier anderen = 120° 42′. Auch die Endbegrenzung hat scheinbar und sehr nahe die Symmetrie hexagonaler Krystalle. Der Carnallit kann also als *pseudohexagonal* bezeichnet werden. Andere rhombische Krystalle bilden Formen, die solchen des quadratischen Systems sehr ähnlich sind. Dies ist z. B. der Fall bei dem *Kalkuranglimmer* (Autunit), der danach *pseudoquadratisch* wäre. Manche Krystalle des monoklinen *Biotit* sind *pseudorhomboedrisch* etc. Ähnliche Pseudosymmetrieen können auch durch Zwillingsbildung zu stande kommen (Mimesie), wovon unten noch weiter die Rede sein wird (171).

81. Übersicht über die 32 Krystallklassen. In der folgenden Tabelle sind die 32 möglichen Krystallklassen mit ihren Symmetrieelementen übersichtlich zusammengestellt; eine genauere Beschreibung wird unten bei der Schilderung der einzelnen Krystallsysteme (D. Krystallsysteme) erfolgen. Die Klassen sind nach den Krystallsystemen geordnet, und bei jedem ist das krystallographische Achsenschema, wie wir es unten (84, 85) näher kennen lernen werden, beigefügt. In jedem Krystallsystem ist die vollflächige Klasse mit ihren Symmetrieelementen vorangestellt. Aus ihr sind dann zunächst die hemiedrischen, und aus diesen weiterhin die tetartoedrischen etc. Klassen durch Wegfallen der entsprechenden Symmetrieelemente, in erster Linie der Symmetrieebenen abgeleitet. Die Symmetrieelemente sind nach ihrer Wertigkeit gruppiert, wobei z. B. die Bezeichnung „2 + 2 + 1 Symmetrieebenen“ bedeutet, daß zwei Gruppen von je zwei gleichen Symmetrieebenen vorhanden sind, dazu noch eine einzelne von allen anderen verschiedene. Die beim Eintreten der Hemiedrien weggefallenen Symmetrieelemente werden dann mit 0 bezeichnet, so dass in dem vorigen Beispiel hinter der vollflächigen Klasse mit „2 + 2 + 1 Symmetrieebenen“ das Schema „2 + 2 + 0 Symmetrieebenen“, das Wegfallen der einen einzelnen Symmetrieebene bei gleichzeitiger Erhaltung aller übrigen bedeuten würde. Die Tetartoedrien lassen sich aus den Hemiedrien meist in verschiedener Weise ableiten, wie sich durch Vergleichung der einzelnen Schemata meist ohne Schwierigkeit ergibt. Im quadratischen System führen einige an sich mögliche Gruppierungen von Symmetrieelementen nicht zu teilflächigen Klassen, da die aus ihnen hervorgehenden Flächenanordnungen der Symmetrie des quadratischen Systems widersprechen. So ist eine quadratische Hemiedrie mit 2 + 0 + 1 Symmetrieebenen aus diesem Grunde unmöglich. Für jede Klasse ist ein Beispiel aus dem Mineralreich, in Ermangelung dessen aus der Reihe der künstlichen Krystalle (dann in ()) angeführt. Für einzelne Klassen ist bisher überhaupt noch kein Repräsentant gefunden worden, was in der Tabelle durch „fehlt“ vermerkt ist.

Wie schon erwähnt, handelt es sich hier zunächst nur um eine vorläufige Übersicht. Eine genauere Erläuterung der in der Tabelle dargestellten Verhältnisse, namentlich eine Beschreibung der zu den einzelnen Klassen gehörigen Krystallformen, wird in den folgenden Paragraphen und Abschnitten gegeben werden. Vergl. auch (79).

Krystallsysteme und Krystallklassen.	Symmetrie-ebenen.	Symmetrieachsen.	Symmetrie-centrum.	Beispiele.
I. Reguläres System. $a:a:a$; $a/a = 90°$.				
1. *Vollflächige Klasse.*	$3+6=9$	3 4-zählige tetragonale. 4 3-zählige trigonale. 6 2-zählige digonale.	vorhanden.	Flußspat, Bleiglanz.
Hemiedrien.				
2. *Tetraedrisch-hemiedrische Klasse.*	$0+6=6$	3 2-zählige ‖ den tetragonalen. 4 3-zählige trigonale. 0 2-zählige digonale.	fehlt.	Fahlerz.
3. *Pyritoedrisch-hemiedrische Klasse.*	$3+0=3$	3 2-zählige ‖ den tetragonalen. 4 3-zählige trigonale. 0 2-zählige digonale.	vorhanden.	Schwefelkies.
4. *Gyroedrisch-hemiedrische Klasse.*	$0+0=0$	3 4-zählige tetragonale. 4 3-zählige trigonale. 6 2-zählige digonale.	fehlt.	Salmiak.
Tetartoedrie.				
5. *Tetartoedrische Klasse.*	$0+0=0$	3 2-zählige ‖ den tetragonalen. 4 3-zählige trigonale. 0 2-zählige digonale.	fehlt.	Ullmannit.

Krystallsysteme und Krystallklassen.	Symmetrie-ebenen.	Symmetrieachsen.	Symmetrie-centrum.	Beispiele.
II. Hexagonales System. $a:a:a:c$; $a/a=60°$, $a/c=90°$.				
6. *Vollflächige Klasse.*	3+3+1=7	1 6-zählige Hauptsymmetrieachse. 3+3 2-zählige Nebensym.achsen.	vorhanden.	Beryll.
Hemiedrien.				
7. *Trigonal-hemiedrische Klasse.*	3+0+1=4	1 3-zählige Hauptsymmetrieachse. 3+0 2-zählige Nebensym.achsen.	vorhanden.	fehlt.
8. *Pyramidal-hemiedrische Klasse.*	0+0+1=1	1 6-zählige Hauptsymmetrieachse. 0+0 2-zählige Nebensym.achsen.	vorhanden.	Apatit.
9. *Vollflächig-hemimorphe Klasse.*	3+3+0=6	1 6-zählige Hauptsymmetrieachse. 0+0 2-zählige Nebensym.achsen.	fehlt.	Jodsilber.
10. *Rhomboedrisch-hemiedrische Klasse.*	3+0+0=3	1 3-zählige Hauptsymmetrieachse. 3+0 2-zählige Nebensym.achsen.	vorhanden.	Kalkspat.
11. *Trapezoedrisch-hemiedrische Klasse.*	0+0+0=0	1 6-zählige Hauptsymmetrieachse. 3+3 2-zählige Nebensym.achsen.	fehlt.	(Doppelsalz v. rechtsweinsaurem Antimonyl-Baryum u. Kaliumnitrat.)
Tetartoedrien.				
12. *Trigonal-tetartoedrische Klasse.*	0+0+1=1	1 3-zählige Hauptsymmetrieachse. 0+0 2-zählige Nebensym.achsen.	fehlt.	fehlt.
13. *Rhomboedrisch-hemimorphe Klasse.*	3+0+0=3	1 3-zählige Hauptsymmetrieachse. 0+0 2-zählige Nebensym.achsen.	fehlt.	Turmalin.
14. *Rhomboedrisch-tetartoedrische Klasse.*	0+0+0=0	1 3-zählige Hauptsymmetrieachse. 0+0 2-zählige Nebensym.achsen.	vorhanden.	Dioptas.
15. *Trapezoedrisch-tetartoedrische Klasse.*	0+0+0=0	1 3-zählige Hauptsymmetrieachse. 3+0 2-zählige Nebensym.achsen.	fehlt.	Quarz.
16. *Pyramidal-hemimorphe Klasse.*	0+0+0=0	1 6-zählige Hauptsymmetrieachse. 0+0 2-zählige Nebensym.achsen.	fehlt.	Nephelin.
Ogdoedrie.				
17. *Hemimorph-tetartoedrische Klasse.*	0+0+0=0	1 3-zählige Hauptsymmetrieachse. 0+0 2-zählige Nebensym.achsen.	fehlt.	(Überjodsaures Natrium.)

Krystallsysteme und Krystallklassen.	Symmetrie-ebenen.	Symmetrieachsen.	Symme-trie-centrum.	Beispiele.
III. Quadratisches System.				
$a:a:c$; $a/a=90^0$; $a/c=90^0$.				
18. *Vollflächige Klasse.*	2+2+1=5	1 4-zählige Hauptsymmetrieachse. 2+2 2-zählige Nebensymmetrieachsen.	vorhanden.	Vesuvian.
Hemiedrien.				
19. *Pyramidal-hemiedrische Klasse.*	0+0+1=1	1 4-zählige Hauptsymmetrieachse. 0+0 2-zählige Nebensymmetrieachsen.	vorhanden.	Scheelit.
20. *Vollflächig-hemimorphe Klasse.*	2+2+0=4	1 4-zählige Hauptsymmetrieachse. 0+0 2-zählige Nebensymmetrieachsen.	fehlt.	(Succinjodimid.)
21. *Tetraedrisch-hemiedrische Klasse.*	2+0+0=2	1 2-zählige Hauptsymmetrieachse. 2+0 2-zählige Nebensymmetrieachsen.	fehlt.	Kupferkies.
22. *Trapezoedrisch-hemiedrische Klasse.*	0+0+0=0	1 4-zählige Hauptsymmetrieachse. 2+2 2-zählige Nebensymmetrieachsen.	fehlt.	(Schwefelsaures Strychnin.
Tetartoedrien.				
23. *Pyramidal-hemimorphe Klasse.*	0+0+0=0	1 4-zählige Hauptsymmetrieachse. 0+0 2-zählige Nebensymmetrieachsen.	fehlt.	Gelbbleierz?
24. *Tetraedrisch-tetartoedrische Klasse.*	0+0+0=0	1 2-zählige Hauptsymmetrieachse. 0+0 2-zählige Nebensymmetrieachsen.	fehlt.	fehlt.

Krystallsysteme und Krystallklassen.	Symmetrieebenen.	Symmetrieachsen.	Symmetriecentrum.	Beispiele.
IV. Rhombisches System. $a:b:c$; $a/b = b/c = c/a = 90°$.				
25. *Vollflächige Klasse.*	$1+1+1=3$	$1+1+1$ 2-zählige	vorhanden.	Schwerspat.
Hemiedrien.				
26. *Hemimorphe Klasse.*	$1+1+0=2$	$1+0+0$ 2-zählige	fehlt.	Kieselzinkerz.
27. *Tetraedrisch-hemiedrische Klasse.*	$0+0+0=0$	$1+1+1$ 2-zählige	fehlt.	(Bittersalz.)
V. Monoklines System. $a:b:c$; $a/b = b/c = 90°$; $a/c = \beta$.				
28. *Vollflächige Klasse.*	1	1 2-zählige	vorhanden.	Gips.
Hemiedrie.				
29. *Hemiedrische Klasse.*	1	0 2-zählige	fehlt.	(Tetrathionsaures Kalium.)
30. *Hemimorphe Klasse.*	0	1 2-zählige	fehlt.	(Rohrzucker.)
VI. Triklines System. $a:b:c$; $b/c = \alpha$; $c/a = \beta$; $a/b = \gamma$.				
31. *Vollflächige Klasse.*	0	0	vorhanden.	Axinit.
Hemiedrie.				
32. *Hemiedrische Klasse.*	0	0	fehlt.	(Unterschwefligsaures Calcium.)

82. Krystallographische Achsen. Nachdem wir nunmehr die Symmetrieverhältnisse der Krystalle eingehend kennen gelernt haben, müssen wir noch einmal auf die Achsen zurückkommen, die man ihnen zum Zweck einer genaueren Untersuchung unterzulegen pflegt. Wir haben oben (30 ff.) die allgemeinen Verhältnisse der Krystallachsen kennen gelernt und gesehen, daß man auf jedes Achsensystem, das von möglichen Kanten eines Krystalls gebildet wird, die Flächen mit rationalen Ableitungszahlen (Indices) beziehen kann. Solcher Achsensysteme sind für jeden Krystall unendlich viele möglich, man pflegt aber stets unter den möglichen für den praktischen Gebrauch eines auszuwählen, dessen Achsen nach Richtung und Größe so beschaffen sind, daß seine Symmetrie dieselbe ist, wie die des Krystalls selbst, sowohl was die Zahl, als was die gegenseitige Lage der Symmetrieebenen anbelangt, und zwar so, daß zu gleicher Zeit jede Symmetrieebene des Achsensystems mit einer entsprechenden des Krystalls zusammenfällt. Aus der Übereinstimmung der Symmetrieebenen folgt dann von selbst eine ebenso vollkommene Übereinstimmung der Symmetrieachsen im Krystall und im Achsensystem. Man kann diese Übereinstimmung der Symmetrie in allen Fällen bewerkstelligen, indem man zweckmäßig gelegene Symmetrieebenen der Krystalle, welche ja stets möglichen Flächen parallel gehen (53), als Achsenebenen wählt, wobei stets einander gleiche Symmetrieebenen auch in gleicher Weise zur Verwendung gelangen. Andere passend gelegene Flächen werden als Einheitsflächen genommen. Wenn die Symmetrieebenen nicht ausreichen, wie im monoklinen und triklinen System, nimmt man noch andere Krystallflächen dazu, und man findet leicht solche, welche die Anforderung erfüllen, daß die von ihnen gebildeten Kanten ein mit dem Krystall in der Symmetrie übereinstimmendes Achsensystem geben.

In den meisten Fällen hat man sogar die Auswahl zwischen mehreren Achsensystemen, welche den Anforderungen der Symmetrie in gleich vollkommener Weise genügen. Nur im regulären System ist die Lage der Achsenebenen und die der Einheitsfläche durch die Symmetrie ein für allemal fest bestimmt. Bei allen Krystallsystemen kann man ein ihren Symmetrieverhältnissen entsprechendes Achsensystem mittels drei Achsen darstellen, nur im hexagonalen System sind deren vier erforderlich.

Ein nach obigen Grundsätzen gewähltes Achsensystem, welches mit den darauf bezogenen Krystallen in Betreff der Symmetrie vollkommen übereinstimmt, heißt ein *krystallographisches Achsensystem*.

Bei den krystallographischen Achsensystemen genügt es, sich auf die sechs vollflächigen Klassen zu beschränken. Die Flächen der teilflächigen Formen liegen ja ganz ebenso gegeneinander, wie die der holoedrischen, aus denen sie durch Wegfallen eines Teils der

Flächen abgeleitet werden können. Die hemiedrischen etc. Formen lassen sich also auf dieselben Achsen beziehen, wie die entsprechenden holoedrischen. In der Tat pflegt man auch in der Praxis für die sämtlichen Klassen eines und desselben Krystallsystems die Achsen ganz übereinstimmend zu wählen und zwar so, daß das Achsensystem dieselbe Symmetrie hat, wie die am höchsten symmetrische, die vollflächige Klasse (Ausnahme zuweilen bei der rhomboedrisch-hemiedrischen Klasse des hexagonalen Systems (124)). Bei den zugehörigen hemiedrischen Krystallen ist dann natürlich die Symmetrie niedriger, als bei dem Achsensystem, da ihnen ja ein Teil der Symmetrieelemente der zugehörigen holoedrischen fehlt; namentlich treten bei ihnen meistens die Achsenebenen nicht mehr oder doch nicht mehr alle als Symmetrieebenen auf.

Nach dem Vorhergehenden können alle demselben Krystallsystem angehörigen vollflächigen und teilflächigen Formen, auf dasselbe krystallographische Achsensystem, d. h. Achsensystem mit denselben Symmetrieverhältnissen, bezogen werden, während den Formen anderer Krystallsysteme Achsen mit anderer Symmetrie untergelegt werden müssen. Man kann danach auch umgekehrt sagen: *Ein Krystallsystem ist der Inbegriff aller derjenigen vollflächigen und teilflächigen Formen, die sich auf krystallographische Achsensysteme mit derselben Symmetrie beziehen lassen.*

83. Voll- und teilflächige Krystallformen an den Achsen. Treten an einem krystallographischen Achsensystem die sämtlichen durch dessen Symmetrie erforderten und nach der Symmetrie zusammengehörigen Flächen in gleicher Beschaffenheit auf, so erhält man einfache Formen von der höchsten in dem betreffenden Falle an dem Achsensystem überhaupt denkbaren Symmetrie. Es sind die einfachen Formen der *holoedrischen* Klasse des durch das Achsenkreuz dargestellten Krystallsystems. *Hemiedrische* einfache Formen entstehen, wenn solche Flächen an demselben Achsensystem nur in den abwechselnden Raumabschnitten, also nur in der Hälfte der Oktanten oder Dodekanten auftreten, oder wenn dies in jedem einzelnen Raumabschnitt nur mit der Hälfte der durch die Symmetrie gegebenen Flächen der Fall ist. Diese können in den einzelnen Oktanten etc. wieder auf verschiedene Art angeordnet sein, so daß bald die eine, bald die andere Gruppe der Symmetrieelemente der Achsen an dem Flächenkomplex nicht zur Ausbildung gelangt. Dadurch erhält man die verschiedenen Hemiedrieen und die verschiedenen Gesetze der Hemiedrie in der Weise, wie oben besprochen worden ist (70ff). Ganz analog sind die hemimorphen, tetartoedrischen und ogdoedrischen Formen in ihrem Auftreten an den Achsen zu beurteilen. Bei der Betrachtung der

Krystallsysteme mit ihren verschiedenen Klassen werden wir das Nähere hierüber kennen lernen.

84. Ableitung der krystallographischen Achsensysteme. Bei *regulären* Krystallen muß man die drei aufeinander senkrechten Hauptsymmetrieebenen A (79) als Achsenebenen (Fundamentalflächen) nehmen. Diese schneiden sich in drei gleichen aufeinander senkrechten Linien, den Achsen. Da alle drei Achsenebenen und Achsen einander gleich sind, so gibt es jedenfalls der Symmetrie gemäß nach dem Haüyschen Symmetriesatz (70) eine Fläche, welche sie alle drei gleich, d. h. so schneidet, daß sie die drei Achsenebenen unter gleichen Winkeln trifft, und daß sie infolgedessen von den Achsen gleiche Stücke a abschneidet. Diese Fläche muß als Einheitsfläche gewählt werden. Das krystallographische Achsensystem der regulären Krystalle besteht dann aus drei aufeinander senkrechten und gleichlangen Achsen a, a, a. Daß ein solches Achsensystem in der Tat die Symmetrie der regulären Krystalle besitzt, ist leicht einzusehen.

Im *quadratischen* System wählt man zwei aufeinander senkrechte und gleiche Nebensymmetrieebenen A oder B (79) und dazu noch die auf jenen beiden senkrechte und von ihnen verschiedene Hauptsymmetrieebene C als Achsenebenen. Sowohl die zwei Flächen A, als die zwei Flächen B geben je mit C drei aufeinander senkrechte Kanten als Achsen, von welchen die beiden $A/C = a$ (resp. $B/C = b$) gleichwertig und von der dritten A/A (oder, was dasselbe ist, B/B) $= c$ verschieden sind. Solche einzig dastehenden Achsen c, welche von mehreren anderen unter sich gleichwertigen a resp. b verschieden sind, nennt man allgemein *Hauptachsen*, jene gleichwertigen Achsen a resp. b *Nebenachsen*. Im quadratischen System hat man also die Wahl zwischen zwei Achsensystemen a, a, c und b, b, c, welchen beiden die Hauptachse c gemeinsam ist, während die Nebenachsen a und b für beide Achsensysteme in einer zu c senkrechten Ebene liegen und sich in dieser wie die Nebensymmetrieebenen unter 45° schneiden. Was die Längen der Achsen a resp. b und c betrifft, so muß, es mögen die Flächen A oder B neben C als Achsenebenen gewählt sein, die Symmetrie Flächen zulassen, welche von den beiden gleichen Nebenachsen a, resp. b gleiche Stücke a, resp. b abschneiden, von der Hauptachse dagegen, welche von jenen verschieden ist, ein anderes Stück c; irgend eine solche Fläche wählt man als Einheitsfläche. Man erhält dann als quadratisches Achsensystem zwei gleichlange und aufeinander senkrechte Nebenachsen a, resp. b, und eine davon verschiedene auf den Achsen a und b senkrechte Hauptachse c. Ein solches Achsensystem hat wieder genau dieselbe Symmetrie, wie die quadratischen Krystalle selbst.

Ganz analog hat man bei der Wahl der Achsen *hexagonaler* Krystalle zu verfahren. Hier müssen aber die drei gleichwertigen Nebensymmetrieebenen A, resp. B neben der Hauptsymmetrieebene C genommen werden. Man erhält dann drei gleichwertige Nebenachsen a, resp. b, die sich in einer mit C parallelen Ebene unter 60° schneiden, und eine darauf senkrechte Hauptachse c, durch die die sämtlichen Nebensymmetrieebenen A und B hindurchgehen. Mittels dreier Achsen läßt sich die Symmetrie der vollflächigen hexagonalen Krystalle nicht darstellen. Statt eines *trimetrischen* Achsenkreuzes, wie bei den anderen Krystallsystemen, ist hier ein aus vier Achsen bestehendes *tetrametrisches* erforderlich.

In *rhombischen* Krystallen geben die Durchschnitte der drei aufeinander senkrechten ungleichen Symmetrieebenen A, B und C, die drei aufeinander senkrechten, aber voneinander verschiedenen Achsen $B/C = a$, $C/A = b$ und $A/B = c$ der Richtung nach (79). Jede beliebige, diese drei Achsen im Endlichen schneidende Fläche des Krystalls kann als Einheitsfläche dienen; sie schneidet, der Symmetrie entsprechend, von den Achsen die drei ungleichen Stücke a, b und c ab.

In *monoklinen* Krystallen ist stets die Symmetrieebene die eine der drei Achsen-

ebenen. Dazu wählt man noch zwei beliebige auf ihr senkrechte Krystallflächen als Achsenebenen und erhält dann drei voneinander verschiedene Achsen a, b, c, von welchen zwei in der Symmetrieebene liegen und sich unter einem schiefen Winkel β schneiden, während die dritte der Symmetrieachse parallel ist und auf jenen beiden senkrecht steht. Jede beliebige Fläche, welche alle drei Achsen schneidet, kann als Einheitsfläche genommen werden.

Bei *triklinen* Krystallen geben drei beliebige nur in einem Punkt sich schneidende Flächen die drei ungleichen und zueinander schiefwinkligen Achsen a, b, c; jede beliebige diese drei Achsen schneidende Fläche kann als Einheitsfläche auftreten.

85. Krystallographische Achsen für die einzelnen Krystallsysteme. Darnach sind die für die einzelnen Krystallsysteme zu wählenden natürlichen Achsensysteme die folgenden:

1. Reguläres System. Drei gleiche Achsen a, a, a stehen aufeinander senkrecht (Fig. 53). Achsenschema: $a:a:a$; $a/a = 90^\circ$.

Fig. 53. Fig. 54. Fig. 55.

2. Hexagonales System. Drei gleiche Nebenachsen a, a, a liegen in einer Ebene und schneiden sich unter je 60°; die Hauptachse c steht auf ihnen senkrecht (Fig. 54). Achsenschema: $a:a:a:c$; $a/a = 60^\circ$; $a/c = 90^\circ$.

Für die Krystalle der rhomboedrisch-hemiedrischen Klasse werden nicht selten besondere Achsen benützt, von denen bei der speziellen Beschreibung des hexagonalen Systems unten noch weiter die Rede sein wird (124).

3. Quadratisches System. Zwei gleiche Nebenachsen a, a und die davon verschiedene Hauptachse c stehen aufeinander senkrecht (Fig. 55). Achsenschema: $a:a:c$; $a/a = a/c = 90^\circ$.

4. Rhombisches System. Drei voneinander verschiedene Achsen a, b, c stehen aufeinander senkrecht (Fig. 56). Achsenschema: $a:b:c$; $a/b = b/c = c/a = 90^\circ$.

Fig. 56. Fig. 57. Fig. 58.

5. Monoklines System. Von den drei ungleichen Achsen a, b, c machen a und c einen schiefen Winkel $a/c = \beta$ miteinander, die dritte b steht

senkrecht auf a und c (Fig. 57). Achsenschema: $a:b:c$; $a/b = c/b = 90°$; $a/c = \beta$.

6. Triklines System. Die drei ungleichen Achsen a, b, c machen die schiefen Winkel $b/c = \alpha$; $c/a = \beta$; $a/b = \gamma$ miteinander (Fig. 58). Achsenschema: $a:b:c$; $b/c = \alpha$; $c/a = \beta$; $a/b = \gamma$.

86. Achsenelemente. Im regulären System sind das Verhältnis der Achsen $a:a:a$ und die Achsenwinkel ($= 90°$), also die Achsenelemente (38), ein für allemal fest bestimmt und für alle Substanzen konstant. Die einzelnen regulären Krystallformen werden daher bei gleichen Ableitungszahlen (Indices) an allen regulär krystallisierten Substanzen stets mit denselben Winkeln und überhaupt genau in derselben Gestalt wiederkehren müssen. Bei allen anderen Krystallsystemen sind die Achsenelemente für die verschiedenen Substanzen wechselnd je nach der Wahl der Fundamental- resp. Einheitsflächen. Für eine bestimmte Wahl dieser letzteren hängen die Achsenelemente auch hier nur von den Flächenwinkeln der Krystalle der betreffenden Substanz ab und werden in derselben Weise, wie wir es oben (38) gesehen haben, aus diesen berechnet. Sie sind daher auch in einem solchen krystallographischen Achsensystem für die Substanz charakteristisch (38). Ein solches krystallographisches Achsensystem gibt aber in noch höherem Maße ein übersichtliches Bild der Krystallisation einer Substanz, als ein von beliebigen Kanten gebildetes, weil durch ein solches auch die Symmetrieverhältnisse der Krystalle dargestellt werden.

87. Oktanten, Dodekanten. Die in diesen Achsensystemen vorhandenen, von je drei aneinander stoßenden Achsenebenen gebildeten Raumabschnitte (Oktanten, im hexagonalen System Dodekanten) müssen Ecken des Krystalls entsprechen, denn die Achsenebenen sind Flächen, die Achsen selbst Kanten desselben parallel. Alles, was für Ecken gilt, gilt somit auch für die Raumabschnitte. Diese sind alle von der Reihe nach gleichen Flächen gebildet, nämlich von den drei (resp. vier) Achsenebenen. Diese schneiden sich in den Kanten (Achsen) entweder unter lauter in allen Oktanten der Reihe nach gleichen Winkeln, wie in den vier ersten Systemen, dann sind die sämtlichen Raumabschnitte einander gleich; oder die Winkel von je vier Oktanten sind einander gleich und von den vier anderen verschieden, wie im monoklinen System; oder aber es sind nur je zwei diametral gegenüberliegende Raumabschnitte, welche nur im Achsenmittelpunkt aneinander stoßen, einander gleich, wie im triklinen System.

88. Gruppierung der Flächen um die Achsen. Ist das Achsensystem der Symmetrie entsprechend in der angedeuteten Weise gewählt, so sind die Flächen der holoedrischen Krystalle um dasselbe durchaus symmetrisch angeordnet, da ja die Krystalle und die krystallographischen Achsensysteme, auf welche sie bezogen werden, in dem Grad der Symmetrie vollständig miteinander übereinstimmen (82) und die Symmetrieebenen des Krystalls mit den entsprechenden Symmetrieebenen des Achsensystems zusammenfallen. Dies ist aber nur

möglich, wenn in allen gleichen Raumabschnitten (Oktanten oder Dodekanten) der krystallographischen Achsensysteme gleich viele gleichliegende Flächen vorhanden sind, durch welche alle gleichen Achsen gleich, d. h. in den gleichen Entfernungen vom Achsenmittelpunkt, also mit gleichen Ableitungszahlen oder Indices geschnitten werden, und wenn ferner alle Flächen, die von gleichen Achsen gleiche Stücke abschneiden, in allen Raumabschnitten einander gleich (8) und von allen anderen Flächen verschieden sind.

Umgekehrt haben die krystallographischen Achsensysteme die Eigenschaft, daß an ihnen sämtliche gleiche Flächen beziehungsweise gleiche Stücke abschneiden, sonst wäre ja die Übereinstimmung der Symmetrie gestört. Alle Flächen einer einfachen Form erhalten demnach dieselben Ableitungszahlen (Indices), d. h. denselben Achsenausdruck. Dies gilt sowohl für die holoedrischen Formen wie für die hemiedrischen. Diese letzteren entstehen ja aus jenen dadurch, daß ein Teil ihrer Flächen wegfällt, wodurch die Achsenschnitte (die Symbole) der bleibenden nicht geändert werden.

Beispiel. Wir haben schon oben (66) das *Dioktaeder* als eine einfache Krystallform kennen gelernt. In Fig. 59 ist es perspektivisch von der Seite, in Fig. 61 von oben gesehen in der Horizontalprojektion abgebildet. Die Beschreibung und die Abbildungen lassen erkennen, daß es eine vollflächige Form des quadratischen Systems mit 5 = 2 + 2 + 1 Symmetrieebenen ist. Die Hauptsymmetrieebene ist die gemeinsame Grundfläche der beiden nach oben und nach unten gerichteten Pyramiden, die das Dioktaeder zusammensetzen. Die beiden Gruppen von je zwei Nebensymmetrieebenen sind durch die beiden Richtungen *Oa*, resp. *Ob* bestimmt, die nach den in der Hauptsymmetrieebene liegenden abwechselnd gleichen Ecken verlaufen. Sie schneiden sich in der zur Hauptsymmetrieebene senkrechten Geraden *cc* unter 45° und sind ebenfalls abwechselnd einander gleich. Die Symmetrieverhältnisse entsprechen also völlig denen der vollflächigen Formen des quadratischen Systems.

Fig. 59.

Wenn man nun dem Dioktaeder ein krystallographisches Achsensystem unterlegen will, so muß die Hauptachse jedenfalls die Gerade *cOc* sein, in der sich die vier Nebensymmetrieebenen schneiden. Als Nebenachsen stehen je die beiden auf dieser und aufeinander senkrechten Richtungen *aOa*, resp. *bOb* zur Verfügung. Wir wählen davon die beiden Richtungen *aOa* und unterscheiden sie, unbeschadet ihrer krystallographischen Gleichwertigkeit, der Richtung nach als *Oa* und *Oa'*, indem wir gleichzeitig die + und — Äste in der Weise annehmen, wie es aus den Figuren zu ersehen ist. An einem solchen Achsensystem schneidet jede Fläche des Dioktaeders, von sämtlichen Achsen ungleiche Stücke ab. Der allgemeine Flächenausdruck

ist demnach: $\frac{a}{h}:\frac{a}{k}:\frac{c}{l}$, wo h und k sich auf die + und — Äste der Nebenachsen Oa und Oa', l sich ebenso auf die Hauptachse Oc bezieht.

Für dieses Achsensystem sind die Symmetrieebenen des Krystalls ebenfalls Symmetrieebenen; der Krystall und die Achsen stimmen in Beziehung auf die Symmetrie vollkommen überein. Schneidet nun eine Fläche, z. B. 3, auf der Achse $+a$ ein Stück $\frac{a}{h}$, auf der Achse $+a'$ ein Stück $\frac{a'}{k}$ ab, so kann die Symmetrie nach Ob'' nur bestehen, wenn die Fläche 4 auf $+Oa$ ein Stück $\frac{a}{k}$, auf $+a'$ ein Stück $\frac{a'}{h}$ abschneidet, wobei beide Flächen durch den Punkt der Hauptachse $\frac{c}{l}$ gehen müssen. Dadurch sind dann die gleichen Achsen a und a' zunächst in dem einen Oktanten $[+a, +a', +c]$ gleich, jede mit den beiden Indices h und k geschnitten. Da auch Oa und Oa', sowie ab Symmetrieebenen sind, so muß in jedem anderen Oktanten ebenfalls eine solche Gruppe von zwei Flächen auftreten, die überall von den Achsen a die beiden Stücke $\frac{a}{h}$ und $\frac{a}{k}$ abschneiden und die die Achse c oben oder unten in der Entfernung $\frac{c}{l}$ treffen. Alle diese Flächen müssen auch der Symmetrie wegen notwendig einander gleich sein. Die Übereinstimmung von Krystall und Achsensystem hat also in der Tat zur Folge, daß von den Flächen des ersteren gleiche Achsen gleich (d. h. mit gleichen Indices oder Ableitungszahlen) geschnitten werden, daß in gleichen Raumabschnitten (Oktanten) gleich viele gleich liegende Flächen vorhanden sind und daß die, gleiche Achsen in gleicher Weise schneidenden Flächen einander gleich sein müssen. Das Achsensystem hat die Eigenschaft, daß alle Flächen des Dioktaeders, wenn man von den Vorzeichen der Achsenäste absieht, dasselbe Symbol: $\frac{a}{h}:\frac{a}{k}:\frac{c}{l}$ erhalten.

Wir haben hier den einfachsten Fall, den einer einfachen vollflächigen Krystallform als Beispiel zu Grunde gelegt. Der kompliziertere Fall der hemiedrischen Formen und ferner der Kombinationen ergibt sich hieraus dann von selbst.

89. Ableitung der einfachen Formen aus den krystallographischen Achsen. Danach kann man die sämtlichen an einem beliebigen krystallographischen Achsensystem möglichen einfachen vollflächigen Formen (und durch deren Vereinigung alle denkbaren Kombinationen) a priori ableiten, indem man sich zunächst eine Fläche in sämtlichen überhaupt möglichen Lagen an den Achsen auftretend denkt und jedesmal alle anderen Flächen dazu konstruiert, die nach der Symmetrie daneben noch weiter auftreten müssen. Diese entsprechen dann den obigen Bedingungen für die symmetrische Gruppierung von Flächen um den Achsenmittelpunkt: 1. In jedem einzelnen Raumabschnitt müssen auf allen gleichen Achsen von den auftretenden Flächen gleiche Stücke abgeschnitten werden. 2. In allen gleichen Raumabschnitten müssen gleich viele solcher Flächen vorhanden sein. 3. Alle in dieser Weise zusammengehörenden Flächen müssen einander gleich sein. Die vielfachen so abgeleiteten Formen stimmen mit den an den natürlichen Krystallen direkt oder in Kombinationen beobachteten auf

das vollständigste überein. Dabei kann man sich auf die Ableitung der vollflächigen Formen beschränken. Aus diesen ergeben sich die teilflächigen, indem man eine Anzahl von Flächen nach den verschiedenen Gesetzen der Hemiedrie etc. verschwunden denkt.

90. Beispiele. Hat man z. B. ein rhombisches Achsensystem, gebildet von den drei ungleichen aufeinander senkrechten Achsen a, b, c (Fig. 60), und wird dieses von einer Fläche so getroffen, daß diese von allen drei Achsen ungleiche endliche Stücke abschneidet, dann hat sie im Oktanten $[+a, +b, +c]$ im allgemeinen den Ausdruck: $\frac{a}{+h} : \frac{b}{+k} : \frac{c}{+l}$. Dadurch wird die Symmetrie in diesem einen Oktanten vollständig erfüllt, und da alle drei Achsen ungleich sind, so können von ihnen auch ganz beliebige ungleiche Stücke abgeschnitten werden. In demselben Oktanten ist also keine weitere Fläche durch die Symmetrie erfordert, dagegen muß, da hier alle Oktanten einander gleich sind, eine solche Fläche, welche von den Achsen a, b, c Stücke im Verhältnis $\frac{a}{h} : \frac{b}{k} : \frac{c}{l}$ abschneidet, in jedem der sieben anderen Oktanten auftreten. Diese befriedigen dann mit jener ersten die Symmetrie vollständig und alle acht zusammen begrenzen ein sog. *rhombisches Oktaeder*, wie es als einfache Krystallform an rhombischen Krystallen häufig vorkommt. Die acht Flächen eines solchen Oktaeders haben unter Berücksichtigung der Vorzeichen der Achsenabschnitte folgende Ausdrücke:

Fig. 60.

$$\frac{a}{+h} : \frac{b}{+k} : \frac{c}{+l} = hkl \qquad \frac{a}{+h} : \frac{b}{+k} : \frac{c}{-l} = hk\bar{l}$$

$$\frac{a}{+h} : \frac{b}{-k} : \frac{c}{+l} = h\bar{k}l \qquad \frac{a}{+h} : \frac{b}{-k} : \frac{c}{-l} = h\bar{k}\bar{l}$$

$$\frac{a}{-h} : \frac{b}{-k} : \frac{c}{+l} = \bar{h}\bar{k}l \qquad \frac{a}{-h} : \frac{b}{-k} : \frac{c}{-l} = \bar{h}\bar{k}\bar{l}$$

$$\frac{a}{-h} : \frac{b}{+k} : \frac{c}{+l} = \bar{h}kl \qquad \frac{a}{-h} : \frac{b}{+k} : \frac{c}{-l} = \bar{h}k\bar{l}$$

Hat man dagegen ein *quadratisches* Achsensystem mit drei rechtwinklig sich schneidenden Achsen, von denen zwei einander gleich, a und a, und die dritte c davon verschieden (Fig. 61, auf die Ebene der Nebenachsen projiziert, so daß die Achse c auf dem Papier senkrecht steht) und tritt daran eine Fläche $\frac{a}{h} : \frac{a}{k} : \frac{c}{l}$ auf, so erfordert hier die Symmetrie nach bb, die im rhombischen System nicht vorhanden ist, zunächst, daß in demselben Oktanten, wo die genannte Fläche sich befindet, noch eine zweite durch $\frac{c}{l}$ gehende Fläche auftritt, welche die erst in $\frac{a}{h}$ geschnittene Achse nun in $\frac{a}{k}$ schneidet und umgekehrt. Dann ist in diesem Oktanten wieder alles symmetrisch, da nun die beiden gleichen Achsen a auch in gleicher Weise, beide sowohl in $\frac{a}{h}$, als in $\frac{a}{k}$ geschnitten werden. Unter-

Fig. 61.

scheidet man wieder, um unzweideutig festzustellen, zu welcher Achse a die Indices gehören, die von rechts nach links gehende als a' von der von vorn nach hinten gehenden a, dann sind diese zwei Flächen: $\frac{a}{h} : \frac{a'}{k} : \frac{c}{l} = hkl$ und $\frac{a}{k} : \frac{a'}{h} : \frac{c}{l} = khl$ (wenn man bei der Millerschen Bezeichnungsweise stets die auf a bezüglichen Indices an erster, die auf a' bezüglichen an zweiter Stelle schreibt). Da nun die anderen sieben Oktanten dem hier betrachteten gleich sind, so muß in jedem derselben eine solche Gruppe von zwei Flächen liegen, welche von den Achsen a Stücke $\frac{a}{h}$ und $\frac{a}{k}$ und von c das Stück $\frac{c}{l}$ abschneiden, und man erhält die schon mehrfach betrachtete 16flächige Doppelpyramide, welche als *Dioktaeder* bei quadratischen Krystallen als einfache Krystallform vorkommt (Fig. 40 u. 59). Die Ausdrücke der Flächen derselben sind mit Berücksichtigung der Vorzeichen:

$$\frac{a}{+h} : \frac{a'}{+k} : \frac{c}{+l} = hkl \qquad \frac{a}{+h} : \frac{a'}{+k} : \frac{c}{-l} = hk\bar{l}$$

$$\frac{a}{+k} : \frac{a'}{+h} : \frac{c}{+l} = khl \qquad \frac{a}{+k} : \frac{a'}{+h} : \frac{c}{-l} = kh\bar{l}$$

$$\frac{a}{+h} : \frac{a'}{-k} : \frac{c}{+l} = h\bar{k}l \qquad \frac{a}{+h} : \frac{a'}{-k} : \frac{c}{-l} = h\bar{k}\bar{l}$$

$$\frac{a}{+k} : \frac{a'}{-h} : \frac{c}{+l} = k\bar{h}l \qquad \frac{a}{+k} : \frac{a'}{-h} : \frac{c}{-l} = k\bar{h}\bar{l}$$

$$\frac{a}{-k} : \frac{a'}{-h} : \frac{c}{+l} = \bar{k}\bar{h}l \qquad \frac{a}{-k} : \frac{a'}{-h} : \frac{c}{-l} = \bar{k}\bar{h}\bar{l}$$

$$\frac{a}{-h} : \frac{a'}{-k} : \frac{c}{+l} = \bar{h}\bar{k}l \qquad \frac{a}{-h} : \frac{a'}{-k} : \frac{c}{-l} = \bar{h}\bar{k}\bar{l}$$

$$\frac{a}{-h} : \frac{a'}{+k} : \frac{c}{+l} = \bar{h}kl \qquad \frac{a}{-h} : \frac{a'}{+k} : \frac{c}{-l} = \bar{h}k\bar{l}$$

$$\frac{a}{-k} : \frac{a'}{+h} : \frac{c}{+l} = \bar{k}hl \qquad \frac{a}{-k} : \frac{a'}{+h} : \frac{c}{-l} = \bar{k}h\bar{l}$$

Würde an dem quadratischen Achsensystem eine Fläche auftreten, die von den beiden Nebenachsen gleiche Stücke abschneidet, und also den Ausdruck: $\frac{a}{h} : \frac{a}{h} : \frac{c}{l} = hhl$ hat, so würde sie in dem betreffenden Oktanten die Symmetrie für sich allein vollständig erfüllen. In jedem Oktanten müßte eine solche Fläche liegen, und man würde auch hier einen oktaedrischen Körper aber von etwas anderer Art, als an einem rhombischen Achsensystem, ein *quadratisches Oktaeder*, erhalten. Nach dem obigen würden die Symbole der acht Flächen sich ohne Schwierigkeit ergeben.

In einem *monoklinen* Achsensystem sind nur je zwei in der Symmetrieebene (ac) aneinanderstoßende Oktanten und die zwei diametral gegenüberliegenden, also je vier und vier einander gleich (Fig. 62), und zwar die vier, in welchen der Winkel $a/c = \beta$, dann die vier, in welchen der Nebenwinkel $a/c = 180° - \beta$ ist. Tritt in einem Oktanten eine Fläche $\frac{a}{+h} : \frac{b}{+k} : \frac{c}{+l}$ auf, so erfüllt diese in demselben wegen der Ungleichheit der drei Achsen die Symmetrie ganz. Dagegen ist noch je eine Fläche in dem symmetrisch anstoßenden Oktanten und in den zwei diametral gegenüberliegenden Oktanten erforderlich, und es entsteht ein *schiefes Prisma mit rhom-*

Fig. 62.

bischem Querschnitt, wie es bei monoklinen Krystallen sehr häufig vorkommt. Dessen Flächen haben die Ausdrücke:

$$\frac{a}{+h}:\frac{b}{+k}:\frac{c}{+l}=hkl \qquad \frac{a}{-h}:\frac{b}{+k}:\frac{c}{-l}=\bar{h}k\bar{l}$$

$$\frac{a}{+h}:\frac{b}{-k}:\frac{c}{+l}=h\bar{k}l \qquad \frac{a}{-h}:\frac{b}{-k}:\frac{c}{-l}=\bar{h}\bar{k}\bar{l}$$

91. Gleichliegende, gleichnamige Flächen. Die nach der Symmetrie zu einer einfachen Krystallform gehörigen Flächen haben, wie diese Beispiele zeigen, alle gegen das krystallographische Achsensystem genau dieselbe Lage, man nennt sie daher auch *gleichliegende* Flächen. Außerdem sieht man, wenn man die Ausdrücke der sämtlichen Flächen der angeführten einfachen Krystallformen miteinander vergleicht, daß sie vollkommen übereinstimmen, wenn man von dem Unterschied der + und — Richtung der Achsen absieht und wenn man gleichermaßen absieht von einer Unterscheidung der gleichwertigen Achsen a und a' in Bezug auf ihre Richtung. Dann erhält man für alle Flächen des rhombischen Oktaeders (90) den Ausdruck: $\frac{a}{h}:\frac{b}{k}:\frac{c}{l} = (hkl)$. An den Ausdrücken für die Flächen des Dioktaeders (90) kann man die auf beide Nebenachsen a und a' bezüglichen Indices wegen der Gleichheit von a und a' vertauschen. Auch sie stellen sich dann alle dar unter der Form: $\frac{a}{h}:\frac{a}{k}:\frac{c}{l} = (hkl)$, wo aber nun (hkl) eine ganz andere Bedeutung hat wie oben, da sich die Indices hier nicht auf ein rhombisches, sondern auf ein quadratisches Achsensystem beziehen. Die Flächen des schiefen rhombischen Prismas erhalten an dem monoklinen Achsensystem ebenfalls alle den Ausdruck: $\frac{a}{h}:\frac{b}{k}:\frac{c}{l} = (hkl)$, wo natürlich (hkl) wieder eine andere Bedeutung hat wie oben. So kann man alle Flächen einer jeden einfachen Krystallform ausnahmslos an einem krystallographischen Achsensystem auf denselben Ausdruck bringen, der zugleich von den Ausdrücken aller anderen einfachen Formen verschieden ist. Daher nennt man die Flächen der einfachen Krystallformen auch *gleichnamige* oder *isoparametrische* Flächen. Man kann dann eine jede *einfache Krystallform* mit Beziehung auf ein in der Symmetrie mit ihr übereinstimmendes Achsensystem auch definieren als eine *Krystallform, welche von lauter gleichliegenden und daher gleichnamigen (isoparametrischen) Flächen begrenzt ist.* Diese Definition gilt aber nur für ein solches krystallographisches Achsensystem.

Man kann dann auch jede einfache Krystallform mit dem Ausdruck einer ihrer Flächen bezeichnen, welchen man zu diesem Zweck in eine runde Klammer schließt, wenn man ihn in Millerscher Weise schreibt; dadurch erhält man den *Ausdruck* (das Symbol) dieser Krystall-

form. So ist: $\frac{a}{h}:\frac{b}{k}:\frac{c}{l} = (hkl)$ der Ausdruck des rhombischen Oktaeders oder des schiefen rhombischen Prismas, je nachdem sich derselbe auf ein rhombisches oder monoklines Achsensystem bezieht; $\frac{a}{h}:\frac{a}{k}:\frac{c}{l} = (hkl)$ ist der Ausdruck des Dioktaeders, und $\frac{a}{h}:\frac{a}{h}:\frac{c}{l} = (hhl)$ der Ausdruck eines quadratischen Oktaeders an einem quadratischen Achsensytem etc. Für das Symbol der ganzen Krystallform pflegt man die Fläche zu wählen, bei der $h > k$, resp. im regulären System $h > k > l$.

92. Kombinationen. Im bisherigen haben wir kennen gelernt, wie sich mit Hilfe der krystallographischen Achsen alle einzelnen einfachen Formen jedes Krystallsystems, vollflächige sowohl wie teilflächige, ableiten lassen. Nunmehr müssen wir sehen, wie sich diese einfachen Formen miteinander zu Kombinationen (9) vereinigen. Man kann sich dies ganz allgemein geometrisch so vorstellen — in der Natur ist der Vorgang natürlich ein ganz anderer —, daß zwei einfache Formen (und weiterhin auch jede beliebige größere Zahl) sich gegenseitig durchdringen. Dabei müssen dann die Flächen der einen Form an den Kanten und Ecken der anderen mehr oder weniger große Stücke abschneiden. Dieses Abschneiden geschieht in verschiedener Weise, je nach der Gestalt der beiden kombinierten Formen. Man bezeichnet es als die *Modifikation* der Kanten und Ecken. Wir haben zuerst diese Modifikationen genauer kennen zu lernen und die bei der Krystallbeschreibung allgemein benützten Benennungen, die ihnen beigelegt worden sind, zu erläutern, und schließen daran die Betrachtung der strengen Gesetzmäßigkeiten an, welche die Kombinationsbildung, d. h. die Ableitung der Kombination aus den einzelnen einfachen Formen beherrschen.

93. Modifikationen der Kanten und Ecken. Eine Kante a/b heißt *abgestumpft* durch die Fläche c, wenn diese die zwei Flächen a und b in parallelen Kanten schneidet (mit a und b in einer Zone liegt) (Fig. 63); c heißt Abstumpfungsfläche. Ist $\sphericalangle\, a/c = \sphericalangle\, b/c$, so ist die Abstumpfung *gerade*, im anderen Falle *schief*. Ist neben der Fläche c noch eine weitere d in der Zone $[ab]$ vorhanden, die die Flächen b und c in parallelen Kanten schneidet (Fig. 64), so sagt man, die Kante a/b ist durch die Flächen c und d

Fig. 63.

Fig. 64.

zugeschärft. Auch hier kann die Zuschärfung eine gerade oder schiefe sein, je nachdem $\sphericalangle\, a/c = \sphericalangle\, b/d$ oder nicht.

Ist eine Ecke (*abc*) durch eine Fläche *d* ersetzt, so sagt man, die Fläche *stumpft* die Ecke ab (Fig. 65), und zwar wieder entweder gerade oder schief, je nachdem die Abstumpfungsfläche *d* gleiche oder

Fig. 65. Fig. 66. Fig. 67.

ungleiche Winkel mit den die Ecke bildenden Flächen *a*, *b*, *c* macht. Treten statt der Ecke mehrere Flächen auf, so heißt die Ecke *zugespitzt*, und zwar von den Flächen aus (Fig. 66) oder von den Kanten aus (Fig. 67). Die Fläche *a* (Fig. 67) heißt auf die Kante *m/n* *aufgesetzt*, und zwar gerade, wenn $\sphericalangle\, a/m = \sphericalangle\, a/n$, sonst schief. In Fig. 66 ist die Fläche *a* auf die Fläche *m* aufgesetzt.

94. Gesetze der Kombinationsbildung. Aus einer jeden Kombination kann man die in ihr vereinigten einfachen Formen ableiten in derselben Weise, wie es oben (9) in der Kombination des Würfels und des Oktaeders geschehen ist, indem man je alle gleichen Flächen zusammen sich ausgedehnt denkt bis zum gegenseitigen Schnitt der unmittelbar benachbarten, unter gleichzeitigem Verschwinden aller übrigen. Führt man dies bei einer möglichst großen Zahl von Krystallen aus und untersucht die Kombinationen selbst sowie die aus ihnen in dieser Weise ableitbaren einfachen Formen in Bezug auf ihre Symmetrie, so findet man das ganz allgemein gültige Gesetz.

Die sämtlichen in einer Kombination vereinigten einfachen Krystallformen haben stets genau die gleiche Symmetrie (denselben Symmetriegrad), und die von ihnen gebildete Kombination stimmt mit ihnen hinsichtlich der Symmetrie ebenfalls vollkommen überein oder mit anderen Worten: *Alle zu einer Kombination verbundenen einfachen Formen gehören der nämlichen Krystallklasse an, und zu derselben Klasse gehört auch die von ihnen gebildete Kombination.*

Es kombinieren sich beispielsweise nur vollflächig-reguläre, oder nur tetraedrisch- oder nur pyritoedrisch-reguläre einfache Formen je miteinander, und die entstandenen Kombinationen sind ebenfalls vollflächig-regulär, resp. tetraedrisch oder pyritoedrisch. Es kombinieren sich jedoch niemals regulär-pyritoedrische mit tetraedrischen, quadratische mit hexagonalen einfachen Formen etc. Dabei ist aber stets zu berücksichtigen, daß, wie oben schon (76) angedeutet wurde und wie wir noch weiter sehen werden, einzelne einfache Formen mehreren Krystallklassen und auch mehreren Krystallsystemen gleichzeitig angehören können.

Ein Beispiel für die erwähnte Gesetzmäßigkeit gibt die oben (9) besprochene Kombination von Oktaeder *o* und Würfel *h* (Fig. 7), in der stets die sämtlichen Kombinationskanten *o/h* einander genau gleich sind. Würfel sowohl wie Oktaeder haben 3 + 6 Symmetrieebenen und gehören also der vollflächig-regulären Klasse an. Dieselbe Zahl von 3 + 6 Symmetrieebenen (und sonstigen Symmetrieelementen) findet man ebenfalls in der Fig. 71 abgebildeten Kombination beider, und zwar auch genau in der gleichen Anordnung, wie in den beiden einfachen Formen. Die drei Hauptsymmetrieebenen ziehen in der Richtung der Diagonalen der Würfelflächen *h* und die sechs Nebensymmetrieebenen in der Richtung der Höhenlinien der Oktaederflächen *o* und auf den Würfelflächen *h* parallel mit den gleichen Kanten *h/o*. Die Kombination ist somit ebenfalls der vollflächig-regulären Krystallklasse zuzurechnen. Ähnliche Beispiele werden wir im Laufe unserer Betrachtungen noch in großer Zahl kennen lernen.

95. Symmetrieverhältnisse der Kombinationen. Wenn diese völlige Übereinstimmung in der Symmetrie zwischen den einfachen Krystallformen und den von ihnen gebildeten Kombinationen möglich sein soll, dann müssen, wie eine einfache Betrachtung lehrt, die kombinierten Formen nicht nur gleiche Symmetriegrade besitzen, sondern es müssen auch in der Kombination die sämtlichen Symmetrieebenen und -achsen der einen Form parallel mit den entsprechenden Stücken der anderen sein, da eine Abweichung in der Symmetrie der Kombination von der der einfachen Formen nur dann vermieden werden kann, wenn sich diese mit parallelen Symmetrieelementen, vor allem mit parallelen Symmetrieebenen, miteinander vereinigen und gegenseitig durchdringen. Durchdringen sich zwei einfache Formen, die in der Symmetrie miteinander übereinstimmen, so daß ihre entsprechenden Symmetrieelemente einander nicht beziehungsweise parallel sind, dann kann die Kombination unmöglich dieselbe Symmetrie besitzen.

96. Bildung der Kombinationen. Unter Berücksichtigung dieses Verhaltens lassen sich alle überhaupt möglichen Kombinationen einer Krystallklasse ohne Schwierigkeit konstruieren, wenn man nur die sämmtlichen dazu gehörigen einfachen Formen kennt. Die Kombination zweier einfacher Formen entsteht, wenn man sie *mit parallelen Symmetrieebenen* ineinander stellt. Sie durchdringen sich dann gegenseitig und die Flächen der einen modifizieren die Kanten und Ecken der anderen je nach den speziellen Verhältnissen in verschiedener Weise.

Dasselbe Resultat erhält man aber auch, indem man beide einfache Formen parallel nebeneinander aufstellt und sodann die Flächen der einen parallel mit sich an die andere hin verschoben denkt, so daß sie ebenfalls die Kanten und Ecken der letzteren modifizieren müssen.

Infolge der gleichen Symmetrie, die sich ja nicht bloß auf die Flächen, sondern ebenso auch auf die Kanten und Ecken, bezieht,

müssen stets Gruppen gleicher Kanten und Ecken der einen einfachen Form ebensovielen gleichen Flächen oder Flächengruppen der anderen der Lage nach entsprechen. Bei der Vereinigung beider einfachen Formen auf diese oder jene Art werden dann die gleichen Flächen oder Flächengruppen der einen einfachen Form jene gleichen Kanten und Ecken der anderen alle in derselben Weise abstumpfen, zuschärfen oder zuspitzen.

97. Kombinationsbildung. Beispiele. Einige Beispiele werden dies näher erläutern.

Die beiden einfachen Formen der vollflächig-regulären Klasse, das *Oktaeder o* und der *Würfel h*, sind in Fig. 68 und 69 in paralleler Stellung dargestellt, was man daran erkennt, daß in beiden die drei aufeinander senkrechten Durchschnittslinien der drei Hauptsymmetrieebenen, m. a. W.: die drei Achsen (85), (strichpunktiert gezeichnet) miteinander beziehungsweise parallel laufen. Die sechs gleichen Flächen des Würfels befinden sich dann in derselben gegenseitigen Lage, wie die sechs gleichen Ecken des Oktaeders. Jeder Ecke des Oktaeders entspricht der Lage nach eine der Flächen des Würfels.

Fig. 68.

Fig. 70.

Fig. 69.

Fig. 71.

Denkt man sich nun die beiden in paralleler Stellung ineinander geschoben, wie es Fig. 70 zeigt, dann stumpft jede Würfelfläche die entsprechend liegende Oktaederecke mehr oder weniger stark ab und man erhält als gemeinschaftlichen Kern beider Körper ihre Kombination, die in Fig. 71 noch einmal besonders abgebildet ist. Diese nämliche Kombination müßte man aber auch erhalten, wenn man, Oktaeder und Würfel parallel nebeneinander gestellt gedacht, jede der sechs Flächen des letzteren parallel mit sich an das Oktaeder hin verschieben würde. Sie müßten dann je die der Lage nach entsprechenden Oktaederecke abstumpfen, deren

ja gleichfalls sechs vorhanden sind. Auch muß die Abstumpfung der Ecken eine gerade sein, denn die Symmetrie verlangt, daß alle Kombinationskanten *h/o* einander gleich sind.

Umgekehrt liegen aber auch die acht gleichwertigen Ecken des Würfels, wie die acht ebenfalls gleichen Flächen des Oktaeders. Verschiebt man letztere parallel mit sich an den Würfel, so wird von dessen Ecken jede durch die entsprechend liegende Oktaederfläche abgestumpft und zwar wieder der Symmetrie entsprechend gerade, so daß alle Kombinationskanten $O/\infty O\infty$ einander gleich sind. Man erhält dann eine Kombination, wie sie in Fig. 72 abgebildet ist, wo die Oktaederflächen wieder mit O, die Würfelflächen aber mit $\infty O\infty$ bezeichnet sind. Diese Form ist krystallographisch ident mit der obigen (Fig 70), beide sind Kombinationen von Würfel und Oktaeder. Sie unterscheiden sich nur durch die verschiedene Ausdehnung der beiden einfachen Körper. In Fig. 71 ist das Oktaeder groß, der Würfel klein, in Fig. 72 findet das Umgekehrte statt. Dort ist das Oktaeder, hier der Würfel der Träger der Kombination. Wieder dieselbe Kombination stellt die schon oben eingehend betrachtete Fig. 7 dar, in der das Oktaeder und der Würfel ziemlich gleichmäßig ausgedehnt, oder, wie man zu sagen pflegt, miteinander im Gleichgewicht sind. Sie steht in der Mitte zwischen den beiden in Fig. 71 und 72 abgebildeten Kombinationen, daher der Name Mittelkrystall (auch Cubooktaeder).

Fig. 72.

Wir haben schon oben (79) als Beispiel der regulär-vollflächigen Klasse das *Rhombendodekaeder* (Granatoeder) kennen gelernt. Es ist in Fig. 75 in paralleler Stellung mit dem *Würfel* (Fig. 73) dargestellt. Jede der zwölf Granatoederflächen entspricht dann der Lage nach einer der zwölf gleichwertigen Kanten des Würfels. Denkt man sich nun die Granatoederflächen *d* parallel mit sich an den Würfel verlegt, so stumpft jede von ihnen die entsprechende Würfelkante ab und zwar, der Symmetrie

Fig. 73. Fig. 74. Fig. 75.

zufolge, gerade. Es entsteht dann die in Fig. 74 abgebildete Kombination beider Formen. Daß die Flächen *d* in dieser Figur in der Tat die eines Granatoeders sind, zeigen die gestrichelten Linien, die den letzteren Körper als Erweiterung der Flächen *d* bis zum gegenseitigen Durchschnitt darstellen.

Wir betrachten nun die Kombination des *Granatoeders* und des *Oktaeders*, die in Fig. 76 und 77 in paralleler Stellung abgebildet sind. Aus diesen Figuren ersehen wir, daß die acht Flächen des Oktaeders nach derselben Richtung hin gelegen sind, wie die acht gleichwertigen dreikantigen Ecken des Granatoeders. Verschieben wir nun die Oktaederflächen parallel mit sich an das Dodekaeder, so muß jede von ihnen eine der dreikantigen Ecken des letzteren, und zwar der Symmetrie entsprechend gerade, abstumpfen, wodurch die Kombination Fig. 79 entsteht. Die zwölf gleichen Kanten des Oktaeders liegen aber auch ebenso wie die zwölf Flächen des Dodekaeders; die vier in den Hauptsymmetrieebenen liegenden Oktaederkanten schneiden sich unter rechten Winkeln, wie die vier entsprechenden Dodekaederflächen,

deren lange Diagonalen also mit den Oktaederkanten in der Lage vollkommen übereinstimmen. Denkt man sich die zwölf Dodekaederflächen parallel mit sich an das Oktaeder

Fig. 76. Fig. 78. Fig. 79. Fig. 77.

hin verschoben, so stumpft jede von ihnen eine der zwölf Oktaederkanten ab, und zwar wieder der Symmetrie zufolge gerade. Wir erhalten dann die in Fig. 78 dargestellte Kombination. Auch diese beiden letzteren Kombinationen sind krystallographisch dasselbe, der Unterschied liegt auch hier wieder nur in der verschiedenen Ausdehnung der beiden kombinierten einfachen Formen.

Eine weitere einfache vollflächig-reguläre Form ist der in Fig. 80 abgebildete, von 24 gleichen Flächen, in der idealen Form gleichschenkligen Dreiecken, begrenzte *Pyramidenwürfel* (Tetrakishexaeder). Es ist gewissermaßen ein Würfel, über dessen quadratischen Flächen sich niedrige vierseitige Pyramiden erheben. Er befindet sich in Parallelstellung mit dem Würfel (Fig. 81). Die sechs gleichen Flächen des letzteren

Fig. 80. Fig. 82. Fig. 81.

liegen wie die sechs gleichwertigen Pyramidenecken *w* des Pyramidenwürfels. Sie müssen daher, parallel mit sich verschoben, diese Ecken abstumpfen und zwar nach der Symmetrie gerade. Es entsteht dann die in Fig. 82 dargestellte Kombination. Umgekehrt haben, da, der Symmetrie entsprechend, die Flächen beider Körper den drei strichpunktierten Achsen parallel gehen, die Kanten des Würfels dieselbe Lage, wie je zwei Flächen des Pyramidenwürfels. Je zwei der letzteren müssen daher bei der Vereinigung beider Formen die Würfelkanten zuschärfen und zwar gerade. Jeder der zwölf Würfelkanten entspricht dabei je eine der zwölf Gruppen von je zwei Flächen des Pyramidenwürfels, welche notwendig alle Würfelflächen unter gleichen Winkeln treffen. Man erhält dann dieselbe Kombination, wie im ersten Fall, wo die Würfelflächen die Pyramidenwürfelecken abstumpften. Die Gestalt der Kombination kann dabei im einzelnen etwas wechseln, je nach der relativen Größe der beiden kombinierten Körper.

Als letztes Beispiel wählen wir die Kombination des *Oktaeders* (Fig. 83) mit dem gleichfalls regulär-vollflächigen *Ikositetraeder* (Fig. 84), das von 24 symmetrischen Vierecken (Deltoiden) begrenzt ist. Seine Symmetrieverhältnisse ergeben sich aus der Figur. Je vier Flächen der letzteren Form liegen wie eine Ecke des Okta-

eders. Deren sind es sechs, ebenso auch sechs solche Gruppen von je vier Flächen des Ikositetraeders. Jede dieser Flächengruppen muß also je eine der sechs Oktaederecken zuspitzen und zwar von den Flächen aus. Es entsteht dann die Kombination Fig. 85, bei der die Symmetrie des regulären Systems die Gleichheit aller Kombinationskanten zwischen den Oktaeder- und Ikositetraederflächen erfordert.

Fig. 83. Fig. 85. Fig. 84.

98. Haüysches Symmetriegesetz bei der Kombinationsbildung. Aus dem Gesetz der Kombinationsbildung, wonach die sich kombinierenden einfachen Formen untereinander und mit der von ihnen gebildeten Kombination in Beziehung auf die Symmetrie vollständig übereinstimmen, ergibt sich auch für die Kombinationen die Gültigkeit der Regel, die wir schon oben (70) als den Haüyschen Symmetriesatz kennen gelernt haben, nach welcher sich gleichwertige Stücke eines Krystalls durchaus gleich, ungleichwertige verschieden verhalten. Er kann für den hier vorliegenden Fall in folgender Form ausgesprochen werden:

Bei eintretender Kombinationsbildung werden gleiche Begrenzungselemente einer Krystallform von den Flächen einer hinzutretenden weiteren einfachen Krystallform stets gleich, ungleiche im allgemeinen ungleich geschnitten. Dies gilt allerdings ganz uneingeschränkt nur für vollflächige Krystalle, bei teilflächigen treten infolge des Wegfalls gewisser Flächen manchmal Modifikationen ein, die sich in jedem einzelnen Falle von selbst ergeben.

Im einzelnen kommt der Haüysche Symmetriesatz in folgender Weise zur Geltung: Die gleichen Flächen einer einfachen Krystallform werden von hinzutretenden Flächen einer anderen stets gleich d. h. unter gleichen Winkeln geschnitten. Wird eine Kante von zwei ungleichen Flächen gebildet (was natürlich nur bei einer Kombination möglich ist), dann werden sie von einer dazu tretenden weiteren Fläche ungleich d. h. unter verschiedenen Winkeln getroffen. Es wird also eine von zwei gleichen Flächen gebildete Kante gerade, eine von zwei ungleichen Flächen gebildete Kante schief abgestumpft. Zwei ungleiche Flächen können nur dann von einer dritten Fläche unter gleichen Winkeln geschnitten werden, wenn diese Rechte sind, also die dritte Fläche auf jenen beiden senkrecht steht.

Werden zwei gleiche Flächen von einer dritten ungleich geschnitten, d. h. wird ihre Kante schief abgestumpft, so muß an derselben Kante noch eine zweite Abstumpfungsfläche auftreten, die die beiden gleichen Flächen in entgegengesetzt schiefer Richtung schneidet und so mit der ersten Abstumpfungsfläche eine gerade Zuschärfung der Kante bewirkt. Ganz analog sind die Verhältnisse bei Abstumpfung resp. Zuspitzung einer Ecke. Ist diese gleichflächig und -kantig, so kann sie nur gerade abgestumpft werden, und wenn sie zugespitzt wird, kann es nur so geschehen, daß die Zuspitzungsflächen in ganz gleicher Weise auf die Kanten und Flächen aufgesetzt sind, die die Ecke bilden. Sind die Flächen und Kanten an einer Ecke nur zum Teil gleich, dann werden diese gleichen Stücke von den Abstumpfungs- und Zuspitzungsflächen gleich und anders getroffen, als die übrigen Begrenzungselemente dieser Ecken. Endlich müssen notwendig alle gleichen Kanten und Ecken einer einfachen Form in derselben Weise modifiziert, also abgestumpft oder zugeschärft oder zugespitzt werden, jederzeit der Symmetrie an den einzelnen Kanten oder Ecken entsprechend. Vorausgesetzt ist dabei, wie schon erwähnt, überall, daß man es mit vollflächigen Formen zu tun hat, und daß nicht infolge von Hemiedrie etc. eine Anzahl von Flächen, resp. Symmetrieebenen, in Wegfall gekommen ist. Die besonderen Verhältnisse der Kombinationen hemiedrischer etc. Formen werden wir bei der speziellen Betrachtung der teilflächigen Krystallklassen kennen zu lernen haben.

Der Haüysche Symmetriesatz verlangt endlich, daß *Flächen, durch welche gleiche Stücke einer einfachen Form in derselben Weise getroffen werden, einander gleich sind.* Auch dies ist eine notwendige Folge der Symmetrie; diese Flächen bilden zusammen die Begrenzung einer einfachen Krystallform.

99. Beispiele. Daß diese Haüyschen Gesetze mit Notwendigkeit aus dem Gesetz der Kombinationsbildung folgen, geht schon aus den oben (97) betrachteten Beispielen hervor. Hier sollen nur noch einmal einige derselben mit besonderer Beziehung darauf kurz betrachtet werden.

Wenn eine Fläche des Granatoeders eine Würfelkante abstumpft (Fig. 74), so verlangt die Symmetrie nach den Nebensymmetrieebenen, daß dies gerade geschieht; die zwei gleichen Würfelflächen werden also von der hinzutretenden Granatoederfläche gleich, d. h. unter gleichen Winkeln geschnitten. Ferner müssen alle gleichen Würfelkanten ohne Ausnahme in derselben Weise gerade abgestumpft werden, und die Abstumpfungsflächen müssen alle einander gleich sein, da sonst die Symmetrie nach den Hauptsymmetrieebenen gestört wäre. Die Kombination von Würfel und Granatoeder entspricht somit vollkommen dem Haüyschen Symmetriegesetz. Ganz entsprechend ist es, wenn man die Kombination des Oktaeders mit dem Granatoeder betrachtet (Fig. 78).

Bei der Kombination des Pyramidenwürfels mit dem Würfel (Fig. 82) folgt aus der Symmetrie, daß jede der beiden Würfelflächen von den beiden anstoßenden Pyra-

midenwürfelflächen gleich getroffen werden, und daß jede Kante in derselben Weise, d. h. unter denselben Winkeln gerade zugeschärft werden muß und zwar durch lauter gleiche Flächen, welche eben die des Pyramidenwürfels sind.

Die vierkantigen Ecken des Granatoeders können nach der Symmetrie nur gerade abgestumpft sein (Fig. 102), nicht schief; die vier gleichen Flächen an einer Ecke des Granatoeders werden von der hinzutretenden Abstumpfungsfläche gleich geschnitten, und wenn eine dieser Ecken abgestumpft ist, so müssen es alle anderen ihr gleichen vierkantigen Ecken ebenfalls in derselben Weise sein, und zwar von lauter der ersten gleichen Flächen. Entsprechend ist es bei den dreikantigen Ecken (Fig. 104); diese werden ebenfalls alle gerade abgestumpft, die Abstumpfungsflächen schneiden die Granatoederflächen gleich und sind untereinander gleichwertig. Wenn die vierkantigen Ecken abgestumpft sind, so verlangt die Symmetrie nicht, daß die von ihnen verschiedenen dreikantigen Ecken gleichfalls abgestumpft sind. Wenn sie beide gleichzeitig abgestumpft sind (Fig. 105), so sind die zu beiden gehörigen Abstumpfungsflächen jedenfalls voneinander verschieden. Unter allen Umständen verhalten sich die verschiedenwertigen Ecken des Granatoeders bei der Kombinationsbildung verschieden.

Eine Zuspitzungsfläche einer Oktaederecke bei der Kombination des Oktaeders mit dem Ikositetraeder (Fig. 85) muß nach der Symmetrie auf die Oktaederfläche notwendig gerade aufgesetzt sein und zwar auf jede Fläche an dieser Ecke in derselben Weise (unter demselben Winkel); auch müssen alle Oktaederecken in derselben Weise vielflächig zugespitzt sein, so daß wieder alle gleichen Begrenzungselemente des Oktaeders von den zutretenden Flächen des Ikositetraeders gleich geschnitten werden und zwar ebenfalls von lauter untereinander gleichen Flächen.

100. Ableitung der Kombinationen nach dem Haüyschen Symmetriegesetz. Nach unseren bisherigen Betrachtungen haben wir die Kombinationen angesehen als entstanden durch die Vereinigung der einfachen Formen (96). Als notwendige Konsequenz ihrer symmetrischen Durchdringung ergaben sich dann die Haüyschen Symmetriesätze. Wir können aber auch umgekehrt diese letzteren durch direkte Beobachtung an den Krystallen empirisch feststellen und vermittels ihrer die an jeder einfachen Krystallform möglichen Kombinationen ableiten. Man denkt sich zu diesem Zweck an den Kanten und Ecken dieser einfachen Form zunächst eine Fläche in irgend einer Lage als Abstumpfung auftretend, und konstruiert alle nach den Symmetriesätzen (oder kurz, nach der Symmetrie) noch weiter erforderlichen Flächen dazu. Diese müssen dann jener ersten gleich sein, und sie alle zusammen begrenzen bis zum gegenseitigen Schnitt ausgedehnt, die neue einfache Form, die nun mit der ersten in Combination getreten ist. Indem man die Lage der ersten Fläche auf alle denkbaren Arten ändert, erhält man alle überhaupt möglichen Fälle der Kombination jener ersten Form mit einer zweiten. Daß diese letzteren alle dieselbe Symmetrie haben müssen, wie die erste Form, von der wir ausgegangen sind, folgt nach dem früheren von selbst; die Symmetrieebenen bleiben ja beim Zutreten der neuen Flächen ganz unverändert erhalten. Es ergibt sich daraus dann das Gesetz der Kombinations-

bildung, daß nur einfache Formen derselben Symmetrieklasse sich zu Kombinationen vereinigen, indem sie sich in paralleler Stellung d. h. mit parallelen Achsen durchdringen.

Beispiele. An der Ecke eines Oktaeders trete eine einzige Fläche auf. Dann muß sie diese notwendig gerade abstumpfen, da nur so die Erfordernisse der Symmetrie durch diese eine Fläche erfüllt werden können. Die Fläche muß alle an der Ecke liegenden Flächen und Kanten gleich treffen, da sie ja alle je untereinander gleich sind. Da alle sechs Oktaederecken gleich sind, so müssen auch alle anderen in derselben Weise gerade abgestumpft sein, wenn es die erste ist (Fig. 71). Die sechs Abstumpfungsflächen sind notwendig einander gleich und begrenzen gehörig ausgedehnt einen sechsflächigen Körper von derselben Symmetrie wie das Oktaeder, einen Würfel. Es ist ganz gleichgültig, ob man einen Krystall beschreibt als Kombination von Oktaeder und Würfel, oder als Oktaeder mit abgestumpften Ecken; beides bedeutet dasselbe.

Liegt eine Fläche an der Oktaederecke, auf eine Oktaederfläche aufgesetzt, so kann sie nur gerade auf diese aufgesetzt sein, und somit die beiden seitlich anstossenden Oktaederflächen unter gleichen Winkeln schneiden, da sonst die Symmetrie gestört wäre (Fig. 85). Oder aber es müßte, wenn die Fläche schief auf eine Oktaederfläche aufgesetzt wäre, an dieser letzteren noch eine zweite Fläche in entgegengesetzt schiefer Stellung auftreten. Auf jeder anderen Oktaederfläche an derselben Ecke müsste dann noch eine Fläche gerade, resp. zwei Flächen schief in derselben Weise aufgesetzt sein und die Ecke wäre dann vierflächig resp. achtflächig zugespitzt (Fig. 85 und 86). Wenn nun alle übrigen Oktaederecken in derselben Weise modifiziert werden, sind die Erfordernisse der Symmetrie erfüllt, und das Symmetriegesetz ist befriedigt. Die Zuspitzungsflächen sind in beiden Fällen in derselben Weise symmetrisch angeordnet wie die Flächen des Oktaeders, sie liefern alle bei gehöriger Ausdehnung ebenfalls reguläre Formen. Von ihnen haben wir die eine (Fig. 85) oben schon (97) als *Ikositetraeder* kennen gelernt; die anderen (Fig. 86) werden wir unter dem Namen des *Hexakisoktaeders* (Achtundvierzigflächners) unten noch betrachten.

Fig. 86.

Ganz analog sind die Verhältnisse bei der Modifikation der Kanten, so daß keine weiteren Beispiele erforderlich sind, die sich übrigens auch aus dem früheren und dem nachfolgenden von selbst ergeben.

101. Umkehrung des Haüyschen Symmetriesatzes. Aus den Symmetrieverhältnissen ergibt sich, daß das Haüysche Symmetriegesetz auch einer Umkehrung fähig ist, welche lautet: *Wenn Begrenzungselemente einer Krystallform von hinzutretenden Flächen in gleicher Weise geschnitten werden, so sind sie ebenfalls untereinander gleich. Begrenzungselemente, die sich in dieser Hinsicht verschieden verhalten, sind einander im allgemeinen nicht gleich.*

Wenn z. B. in dem vierseitigen Prisma *MM* (Fig. 87) eine Kante durch die Fläche *A* gerade abgestumpft wird, dann müssen notwendig die beiden Flächen *M* einander gleich sein; denn die Gleichheit der beiden Kanten *a* bedingt eine zwischen ihnen hindurch gehende Symmetrieebene. Wird aber, wie in Fig. 88, die Kante *MN*

durch die Fläche *A* schief abgestumpft, dann sind jedenfalls die beiden Prismenflächen *M* und *N* voneinander verschieden.

Wir haben hierin also ein Mittel, um unter Umständen, eventuell mittels des Goniometers, die Gleichheit oder Ungleichheit von Flächen festzustellen, was manchmal auf Grund ihrer physikalischen Beschaffenheit schwierig und in vielen Fällen mit voller Bestimmtheit überhaupt nicht möglich ist.

Fig. 87. Fig. 88.

Wenn z. B. an einem Oktaeder eine Fläche eine Kante gerade abstumpft, so müssen notwendig die beiden Oktaederflächen einander gleich sein. Wenn an demselben *Oktaeder* nur acht von den zwölf Kanten abgestumpft sind, die vier anderen nicht (Fig. 89), dann sind jedenfalls diese vier von jenen acht verschieden und das Oktaeder kann unmöglich ein reguläres sein. Ob die letzteren acht Kanten alle untereinander gleich sind oder nicht, kann nach dem Vorhandensein der Abstumpfungen allein nicht entschieden werden. Dazu ist es nötig, die Winkel an allen Oktaederkanten zu messen.

Fig. 89.

Auch hier macht indessen der rechte Winkel eine Ausnahme. Wenn mehrere Flächen eines Krystalls von einer Fläche senkrecht geschnitten werden, sind sie trotz der gleichen Schnittwinkel nicht notwendig einander gleich. So sind in den (20) erwähnten Staurolithkrystallen die Flächen *m* und *o* nicht einander gleich, obwohl sie von *p* unter gleichen Winkeln geschnitten werden; diese gleichen Winkel sind hier rechte (Fig. 17).

D. Die Krystallsysteme.

1. Reguläres System.

(Tesserales, isometrisches, kubisches System.)

Das reguläre Krystallsystem umfaßt alle Krystallklassen, die auf drei gleiche zueinander senkrechte Achsen bezogen werden können. Das reguläre Achsenschema ist daher:

$$a : a : a; \sphericalangle\, a/a = 90^\circ.$$

In demselben ist kein unbekanntes Stück vorhanden. Es ist also durch die Symmetrie allein ohne Winkelmessung bekannt, somit in allen regulären Krystallen dasselbe und von der Substanz unabhängig. Alle regulären Formen mit demselben Achsenausdruck müssen daher genau dieselbe Gestalt (dieselben Flächenwinkel) haben. Auch sie sind durch die Symmetrie allein gegeben und werden von der Zusammensetzung der Krystalle nicht beeinflußt. Bei der gewöhnlichen Aufstellung ist eine der drei Achsen vertikal, die zweite geht von vorn

nach hinten, die dritte liegt quer von rechts nach links. Die drei Achsenebenen teilen den Raum in acht gleiche Oktanten. Die Achsen sind in den folgenden Figuren durch die strichpunktierten Linien und an ihnen die Flächen in ihrer speziellen Lage durch die Indices angegeben.

Regulär-vollflächige (hexakisoktaedrische) Klasse.

$3 + 6 = 9$ Symmetrieebenen; davon drei *Hauptsymmetrieebenen* parallel den drei Achsenebenen *aa* und sechs *Nebensymmetrieebenen*, die durch eine Achse *a* gehen und den Winkel der beiden anderen Achsen *a* halbiren. $3 + 4 + 6 = 13$ Symmetrieachsen, davon: drei vierzählige parallel den krystallographischen Achsen *a* (tetragonale Achsen), vier drei zählige zu je drei Achsen *a* gleich geneigt (trigonale Achsen) und sechs zweizählige in den Achsenebenen *aa*, die Winkel je zweier Achsen *a* halbierend (digonale Achsen). Symmetriecentrum vorhanden. Die drei Hauptsymmetrieebenen sind die Fundamentalflächen des Achsensystems.

102. Einfache Formen. *1. Oktaeder.* Die Flächen schneiden von den drei Achsen gleiche Stücke ab, also solche, die sich verhalten wie: $a : a : a$; der Ausdruck des Oktaeders ist demnach: $(a : a : a) = (111)$. In jedem Oktanten liegt somit eine Fläche, also sind im ganzen acht vorhanden, welche sich in den Kanten unter Winkeln von 109° 28′ 16″, über die Ecken unter 70° 31′ 44″ treffen. In der idealen Form sind die Begrenzungsflächen acht gleichseitige Dreiecke, welche sich in zwölf gleichen, zu je vieren in den Achsenebenen senkrecht zueinander liegenden Kanten und in sechs gleichen vierflächigen Ecken, durch welche die Achsen hindurchgehen, schneiden (Fig. 90). „Verzerrte“ Oktaeder vgl. Fig. 19 und 20.

O, 1̄1̄1, 111, 1̄1̄1̄, 111̄

Fig. 90.

Die Oktaederfläche ist die Einheitsfläche des regulären Systems.

2. Hexaeder (Würfel). Drei Flächenpaare stehen je auf einer Achse senkrecht, gehen also je den beiden anderen Achsen parallel (Fig. 91). Der Ausdruck ist daher: $(a : \infty a : \infty a) = (100)$ und die sechs Flächen schneiden sich unter 90°. In der idealen Gestalt sind die Flächen Quadrate. Jeder Krystall, der von drei aufeinander senkrechten gleichen Flächenpaaren begrenzt wird, ist aber krystallographisch ein Würfel, auch wenn er z. B. die Form eines in die Länge gezogenen Prismas oder die einer dünnen Platte etc. besitzt. Die zwölf Kanten und die acht Ecken sind je alle gleich. Je vier Kanten sind einer der drei Achsen parallel. Diese stehen senkrecht auf je zwei gegenüberliegen-

∞O∞, 001, 010, 100

Fig. 91.

den Flächen und gehen durch die Mitten von je zwei gegenüberliegenden Flächen der Idealform.

Die Würfelflächen sind die Fundamentalflächen (Achsenebenen) des regulären Systems; sie sind parallel den drei Hauptsymmetrieebenen A (Fig. 33 und 47). Die Achsen entsprechen der Richtung nach den Würfelkanten.

3. Granatoeder (Rhombendodekaeder). Die Flächen schneiden zwei Achsen gleich, die dritte im Unendlichen, der Ausdruck ist also: $(a : a : \infty a) = (110)$. Die zwölf Flächen bilden in der idealen Gestalt Rhomben, welche sich in 24 gleichen Kanten von 120° schneiden. Außerdem sind sechs gleiche vierkantige und acht gleiche dreikantige Ecken vorhanden (H und O) (Fig. 92). Über die vierkantigen Ecken H weg schneiden sich je zwei Flächen unter 90°. Die Achsen gehen durch je zwei gegenüberliegende vierkantige Ecken H und sind den kurzen Diagonalen der Flächen parallel.

Fig. 92.

Die Flächen dieses Körpers sind den sechs Nebensymmetrieebenen B parallel (Fig. 47).

Oktaeder, Hexaeder und Dodekaeder kann es nach der Lage der Flächen an den Achsen im regulären System nur je eines geben, d. h. alle Oktaeder, alle Würfel etc. sind je unter einander in jeder Beziehung, besonders betreffs der Flächenwinkel, gleich. Dies sieht man auch aus den Ausdrücken, in denen nur konstante Ableitungszahlen 1 und ∞ (Indices 1 und 0) vorkommen. In den Ausdrücken der nächstfolgenden Körper kommen variable Ableitungszahlen (Indices) vor, für die man beliebige rationale Zahlen einsetzen kann. Jeder anderen solchen Zahl entspricht eine in der allgemeinen Gestalt den anderen analoge, in den Winkelverhältnissen aber verschiedene Form.

4. Tetrakishexaeder (Pyramidenwürfel). Die Flächen gehen einer Achse parallel und schneiden von den beiden anderen Achsen ungleiche Stücke ab. Dies entspricht dem Flächenausdruck: $(a : ma : \infty a) = (\frac{a}{m} : a : \infty a) = (m10)$ oder allgemein: $(hk0)$, z. B. (210), (310) (320) etc. Die 24 von der Symmetrie geforderten Flächen sind in der Idealform gleichschenklige Dreiecke. Sie sind so gruppiert, daß sie zu je vieren niedere Pyramiden über den Flächen eines Würfels machen, den man sich einbeschrieben denken kann (Fig. 93). Zwölf gleiche längere Kanten H sind den Achsen parallel und liegen genau so gegeneinander, wie die zwölf Kanten eines Würfels (Fig. 91). 24 andere gleiche kürzere Kanten P bilden die vierseitigen Pyramiden über den Würfelflächen. Acht gleiche $3 + 3$kantige Ecken E liegen wie die Würfelecken; sechs gleiche vierkantige Ecken W bilden

Fig. 93.

die Spitzen der Pyramiden und liegen wie die Oktaederecken; durch sie gehen die drei Achsen a.

Die Neigungswinkel der Flächen in den Kanten H und P hängen von der Größe von m (resp. von h und k) ab, und umgekehrt; m (resp. $\frac{h}{k}$) kann aus einem in H oder P gemessenen Flächenwinkel berechnet werden. Für alle Werte von m (resp. $\frac{h}{k}$) bleibt die allgemeine Gestalt des Körpers dieselbe, nur die relative Höhe der Pyramiden ändert sich entsprechend den Flächenwinkeln.

5. *Ikositetraeder.* Die Flächen schneiden eine Achse in kleinerer, die beiden anderen in größerer, aber gleicher Entfernung, der Ausdruck ist also: $(a : ma : ma)\,(m > 1)$ oder $= (\frac{a}{m} : a : a) = (m\,11)$ oder allgemein $(hkk)\; h > k$, z. B. (211), (311), (322) etc. Die Symmetrie verlangt 24 Flächen von dieser Lage an den Achsen. In der idealen Gestalt bilden sie symmetrische Vierecke (Deltoide), welche zu dreien in den einzelnen Oktanten liegen. Sie schneiden sich in 24 in den Achsenebenen gelegenen längeren Kanten O, den sog. gebrochenen Oktaederkanten (Fig. 94) und in 24 kürzeren Kanten P, den sog. gebrochenen Würfelkanten. Die Ecken sind dreierlei: acht dreikantige Ecken A liegen wie die Würfelecken in der Mitte der Oktanten; sechs vierkantige Ecken B liegen wie die Oktaederecken auf den Achsen, und zwölf 2 + 2 kantige Ecken C liegen in den Achsenebenen in der Mitte zwischen je zwei Ecken B. Durch B gehen die Achsen.

Mit der Zahl m resp. mit $\frac{h}{k}$ ändern sich die Flächenwinkel und damit in etwas die Gestalt. Die Fig. 94 entspricht dem Ausdruck (211); Fig. 95 dem Ausdruck (311).

Fig. 94. Fig. 95.

Eine ganz ähnliche Form wie Fig. 94 findet man beim Leucit (Fig. 211), wo man es aber mit einer pseudoregulären Combination des quadratischen Systems zu tun hat. Diese Form wurde früher für ein wirkliches reguläres Ikositetraeder gehalten, welche Form darnach *Leucitoeder* genannt wurde (80, 134).

6. *Triakisoktaeder* (Pyramidenoktaeder). Jede der Flächen schneidet zwei Achsen gleich, die dritte in größerer Entfernung, der Ausdruck ist also: $(a : a : ma)$, wo $m > 1$ oder: $(m\,m\,1)$ oder allgemein (hhk), $h > k$, also z. B. (221), (331), (332) etc. In der idealen Form (Fig. 96) sind die Flächen, von denen auch hier der Symmetrie nach 24 vorhanden sein müssen, gleichschenklige Dreiecke, welche dreiseitige niedere Pyramiden über den Flächen des Oktaeders bilden, das man

sich einbeschrieben denken kann. Zwölf längere Kanten O entsprechen in ihrer Lage durchaus den zwölf Kanten und sechs 4 + 4kantige Ecken E den Ecken des Oktaeders. Außerdem sind noch 24 gleiche kürzere Pyramidenkanten P und acht 3kantige Pyramidenecken J von der Lage der Würfelecken vorhanden. Die Achsen gehen durch die Ecken E.

Fig. 96.

Die Höhen der Pyramiden (d. h. die Flächenwinkel in P und O) ändern sich mit der Zahl m (resp. $\frac{h}{k}$), welche man aus jenen Winkeln berechnen kann, und umgekehrt.

7. *Hexakisoktaeder* (Achtundvierzigflächner). Die Flächen schneiden alle Achsen ungleich, der Ausdruck ist also: $(ma : na : pa)$ oder: $(\frac{a}{h} : \frac{a}{k} : \frac{a}{l})$ $= (hkl)$, wo $h > k > l$, z. B. (321), (421) etc. Die Flächen, 48 an der Zahl, bilden ungleichseitige Dreiecke (Fig. 97), welche sich in 24 gleichen Kanten K in den Achsenebenen (gebrochene Oktaederkanten) und in je 24 Kanten L und M schneiden. In der idealen Form sind die Kanten M die längsten, L die kürzesten. An Ecken sind vorhanden: sechs 4 + 4kantige sog. Oktaederecken E, durch welche die Achsen gehen, acht 3 + 3kantige O in der Mitte der Oktanten (Würfelecken) und zwölf 2 + 2kantige G in den Achsenebenen.

Fig. 97.

Die Flächenwinkel in K, L und M ändern sich mit m und n, resp. mit $\frac{h}{l}$ und $\frac{k}{l}$. Manchmal sind die Flächen so gruppiert, daß sie zu je vieren niedere Pyramiden auf den Flächen eines Granatoeders bilden, mit dessen Kanten bei manchen Werten von m und n (resp. h, k, l) die Kanten M zusammenfallen; dies sind die sog. *Pyramidengranatoeder*. Die Bedingung hierfür ist: $h = k + l$, z. B. (321), (431), (532) etc.

Andere einfache Körper als diese sieben sind in der vollflächigen Klasse des regulären Systems nicht möglich. Weder lassen sich andere Lagen der Flächen gegen die Achsen angeben, als jene sieben, noch andere Flächenausdrücke, welche von jenen sieben wesentlich verschieden wären und nicht durch Multiplikation oder Division der Indices mit einer geeigneten Zahl auf sie zurückgeführt werden könnten. Es kann also keinen anders gestalteten einfachen Körper mit den neun Symmetrieebenen der genannten Klasse geben. Alle diese sieben Körper sind auch, teils selbständig, teils in Kombinationen vorkommend, an Krystallen tatsächlich beobachtet worden.

Das Hexakisoktaeder ist der flächenreichste einfache reguläre Körper und auch der allgemeinste, als dessen spezielle Fälle die anderen angesehen werden können. So kann man sich z. B. ein Ikositetraeder als ein Hexakisoktaeder vorstellen, in dessen Kanten M die anstoßenden Flächen einen Winkel von 180° machen, d. h.

in eine Ebene zusammen fallen; beim Pyramidenoktaeder fallen die in den Kanten L zusammenstoßenden Flächen in eine zusammen; beim Oktaeder alle um eine Ecke O herumliegenden Flächen etc. Diesen Änderungen entsprechend ändert sich selbstverständlich jedesmal der Ausdruck des Hexakisoktaeders und geht in leicht verständlicher Weise in den des betreffenden speziellen Körpers über. Diese Auffassung des Zusammenhangs sämtlicher vollflächig-regulärer Formen ist namentlich bei der Ableitung der hemiedrischen Formen aus jenen oft von Wichtigkeit.

103. Naumannsche Bezeichnung und Übersicht. Nach der Naumannschen Bezeichnungsweise werden nicht einzelne Flächen einer einfachen Krystallform, sondern die ganzen Formen in den Zeichen (Symbolen) dargestellt. Man geht dabei von dem Oktaeder aus. Eine Oktaederfläche wird im Endpunkt einer Achse a festgehalten und so nach außen gedreht, daß sie entweder von einer oder von beiden anderen Achsen *größere* Stücke abschneidet, als von der ersten. Auf diese Weise kann man offenbar jede überhaupt mögliche Lage der Fläche, also die Lage der Flächen für alle oben betrachteten Körper erhalten. Jedesmal trifft die Fläche die eine Achse, in deren Ende sie festgehalten wird, in der Entfernung a, die beiden anderen Achsen in je nach der speziellen Lage der Fläche verschiedenen Entfernungen gleich oder größer als a. Naumann bezeichnet nun das Oktaeder mit O und alle anderen regulären einfachen Formen dadurch mit Hilfe des Buchstabens O, daß er die auf die zwei letztgenannten Achsen bezüglichen Ableitungszahlen vor und hinter O setzt. Eine etwaige Ableitungszahl 1 wird dabei fortgelassen. Die dritte Ableitungszahl, welche nach dem Obigen stets $= 1$ ist, braucht als selbstverständlich nicht geschrieben zu werden. Danach ist allgemein: $mOn = a : ma : na$, wo $m > n > 1$ sei; und speziell z. B. $3O\frac{3}{2} = a : 3a : \frac{3}{2}a$; $2O2 = a : 2a : 2a$; $3O = a : 3a : a$ oder $a : a : 3a$; $\infty O2 = a : \infty a : 2a$ oder $a : 2a : \infty a$ etc. und entsprechend: $O = a : 1 \cdot a : 1 \cdot a = a : a : a$.

Im folgenden ist eine Übersicht über jene sieben einfachen Körper des regulären Systems je mit der betreffenden Bezeichnung nach Miller und Naumann gegeben:

1. Oktaeder: $O = a : a : a = (111)$.
2. Würfel: $\infty O \infty = a : \infty a : \infty a = (100)$.
3. Granatoeder: $\infty O = a : a : \infty a = (110)$.
4. Tetrakishexaeder: $\infty O n = a : na : \infty a$ oder $(hk0)$
   z. B.: $\infty O 2 = a : 2a : \infty a = (210)$.
5. Ikositetraeder: $m O m = a : ma : ma$ oder (hkk) $h > k$
   z. B.: $3 O 3 = a : 3a : 3a = (311)$.
6. Triakisoktaeder: $mO = a : a : ma$ oder $= (hhk)$ $h > k$
   z. B.: $\frac{3}{2}O = a : a : \frac{3}{2}a = (332)$.
7. Hexakisoktaeder: $m O n = a : ma : na$ oder (hkl) $h > k > l$
   z. B.: $3 O \frac{3}{2} = a : \frac{3}{2}a : 3a = (321)$.

104. Kombinationen. Das allgemeine über die Kombinationen ist schon oben (92 ff.) gesagt, wo auch bereits einige regulär-vollflächige Kombinationen speziell beschrieben worden sind. Danach wird das folgende leicht verständlich sein. Die in den folgenden Kombinationen vorkommenden einfachen Formen sind auf den Abbildungen mit Naumannschen Zeichen angegeben (vergl. auch (97)).

Das *Oktaeder* in Kombination mit dem *Würfel* stumpft dessen Ecken ab (Fig. 100) und ebenso umgekehrt (Fig. 98). Beide Formen

Fig. 98. Fig. 99. Fig. 100.

bilden dieselbe Kombination, bei Fig. 98 ist das Oktaeder, bei Fig. 100 ist der Würfel groß und der Träger der Kombination; zwischen beiden steht die in Fig. 99 abgebildete Form dieser selben Kombination, der sog. Mittelkrystall oder das Kubooktaeder, in der Mitte.

Das *Granatoeder* stumpft am *Würfel* die Kanten gerade ab (Fig. 101), umgekehrt der Würfel am Granatoeder die vierkantigen Ecken (Fig. 102).

Fig. 101. Fig. 102. Fig. 103. Fig. 104.

Auch diese beiden Figuren stellen mithin die gleiche Kombination, die des Würfels mit dem Granatoeder dar. Das *Granatoeder* stumpft auch am *Oktaeder* die Kanten gerade ab (Fig. 103) und umgekehrt dieses an jenem die dreikantigen Ecken (Fig. 104). Sind *Oktaeder*,

Fig. 105. Fig. 106. Fig. 107.

Würfel und *Granatoeder* miteinander kombiniert, so entstehen die Formen, welche in Fig. 105—107 dargestellt sind. Der Reihe nach

sind bei ihnen das Granatoeder, das Oktaeder, der Würfel die Träger der Kombination.

Die Fig. 108 zeigt den *Pyramidenwürfel* in Kombination mit dem *Würfel*. Ersterer schärft die Kanten des letzteren zu, letzterer stumpft die vierkantigen Ecken des ersteren ab. In Fig. 109 ist die Kom-

Fig. 108. Fig. 109. Fig. 110.

bination des *Würfels*, des *Oktaeders*, des *Granatoeders* und eines *Pyramidenoktaeders*, etwa $2O$ (221) dargestellt. Die gegenseitige Lage der erstgenannten drei Körper ist aus Fig. 106 bekannt; das Pyramidenoktaeder schärft im allgemeinen die Oktaederkanten zu, hier stumpft es dementsprechend die Kombinationskanten zwischen Oktaeder und Granatoeder ab und zwar notwendig schief (98). Fig. 110 stellt die Kombination eines *Ikositetraeders* mit dem *Würfel* dar. Die Ecken des letzteren werden von den Flächen des ersteren von den Flächen aus zugespitzt. Fig. 111 gibt das *Granatoeder*, dessen Kanten durch

Fig. 111. Fig. 112. Fig. 113.

das *Ikositetraeder* $2O2$ (211) gerade abgestumpft werden. Das *Hexakisoktaeder* $3O\frac{3}{2}$ (321) schärft die Granatoederkanten zu und stumpft die aus Fig. 111 bekannten Kombinationskanten zwischen den Flächen von ∞O und $2O2$ schief ab (Fig. 112). Die *Würfelecken* werden von den *Achtundvierzigflächnern*, z. B. $4O2$ (421), sechsflächig zugespitzt (Fig. 113). Schon oben wurde die Kombination des *Oktaeders* mit dem *Ikositetraeder* (Fig. 85) und mit dem *Hexakisoktaeder* (Fig. 86) beschrieben.

104 a. Kombinationen (Fortsetzung). Gruppieren wir die Kombinationen nach den Trägern derselben, so erhalten wir das folgende: Der *Würfel* mit abgestumpften Ecken (Fig. 100) ist die Kombination mit dem Oktaeder; mit abgestumpften Kanten (Fig. 101) die mit dem Granatoeder; mit abgestumpften Kanten und Ecken die mit dem Oktaeder und dem Granatoeder (Fig. 107); mit zugeschärften Kanten die mit

einem Pyramidenwürfel (Fig. 108); mit von den Flächen aus dreiflächig zugespitzten Ecken (Fig. 110) die mit einem Ikositetraeder; mit sechsflächig zugespitzten Ecken die mit einem Hexakisoktaeder (Fig. 113) etc.

Das *Oktaeder* mit abgestumpften Ecken (Fig. 98) ist kombiniert mit dem Würfel; das mit abgestumpften Kanten (Fig. 103) mit dem Granatoeder; das mit abgestumpften Kanten und Ecken (Fig. 106) mit dem Würfel und dem Granatoeder; das mit vierflächig von den Flächen aus zugespitzten Ecken (Fig. 85) mit einem Ikositetraëder; das mit achtflächig zugespitzten Ecken mit einem Hexakisoktaeder (Fig. 86) etc.

Am *Granatoeder* bewirkt der Würfel die Abstumpfung der vierkantigen Ecken (Fig. 102); das Oktaeder die der dreikantigen Ecken (Fig. 104); die der drei- und der vierkantigen Ecken gleichzeitig der Würfel mit dem Oktaeder (Fig. 105); die Abstumpfung der Kanten stellt die Kombination mit dem Ikositetraeder $2O2$ (211) dar (Fig. 111) und, wenn noch die Kanten zwischen den Flächen des Granatoeders und dieses Ikositetraeders abgestumpft sind (Fig. 112), dann tritt zu diesen beiden noch ein Achtundvierzigflächner und zwar ein solcher aus der Gruppe der Pyramidengranatoeder. Diese letztere Kombination ist oft am Granat zu beobachten, wo dieser Achtundvierzigflächner den Ausdruck: $3O^3/_2$ (321) zu haben pflegt.

Für die übrigen einfachen regulären Formen ergeben sich nach dem Obigen die Verhältnisse leicht von selbst.

104b. Entwicklung regulärer Kombinationen. Die regulären Kombinationen sind leicht zu entwickeln, d. h. die daran beteiligten einfachen Formen sind leicht zu bestimmen, wenn deren Anzahl nicht zu groß ist. Manchmal sind die Krystalle aber sehr kompliziert, sofern sich oft nicht nur alle oder doch die meisten der sieben einfachen Formen im allgemeinen miteinander vereinigen, sondern auch von denen mit veränderlichen Ableitungszahlen m resp. n mehrere mit verschiedenem Ausdruck also z. B. mehrere Ikositetraeder, mehrere Pyramidenwürfel etc. nebeneinander vorhanden sind. Dann ist die Bestimmung der einzelnen Formen unter Umständen schwierig, namentlich wenn noch starke Verzerrung dazu tritt. Die Symbole aller Formen lassen sich dann nicht ohne eingehende Beobachtung der Zonen am Goniometer und ev. umfangreiche Winkelmessung und Berechnung ermitteln. Handelt es sich aber nur darum, die Zugehörigkeit der einzelnen Flächen zu der oder jener der einfachen Formen im allgemeinen aufzusuchen ohne auf die speziellen Werte der Ableitungszahlen m und n einzugehen, dann führt auch in komplizierten Fällen die Zonenbeobachtung mit bloßem Auge unter Berücksichtigung der Symmetrieverhältnisse häufig zum Ziel. Die Flächen des Würfels, des Oktaeders und auch des Granatoeders lassen sich, wenn sie vorhanden sind, meist unschwer an ihrer Zahl und Anordnung erkennen, und man kann auch gewöhnlich, selbst wenn sie nicht zur Ausbildung gelangt sind, was aber bei flächenreichen Krystallen fast nie der Fall ist, ihre eventuelle Lage angeben. Dann sind aber auch die drei Achsen bestimmt und aus ihnen folgen die Symbole der anderen Flächen nach den Symmetrieverhältnissen. Bei solchen Untersuchungen kann man auch von den folgenden leicht verständ-

lichen Regeln vorteilhaften Gebrauch machen: Die Ikositetraederflächen liegen zwischen den Flächen des Oktaeders und Würfels und mit ihnen in derselben Zone. Die Flächen der Pyramidenoktaeder liegen in derselben Zone, aber zwischen denen des Oktaeders und Granatoeders. Die Flächen der Pyramidenwürfel liegen zwischen denen des Würfels und des Granatoeders. Die Flächen der Hexakisoktaëder liegen in keiner dieser Zonen. Diese Beziehungen der einfachen vollflächig-regulären Formen zueinander werden durch das folgende Schema übersichtlich dargestellt:

$$
\begin{array}{ccccc}
 & & O & & \\
 & mO & & mOm & \\
 & & mOn & & \\
\infty O & \text{——} & \infty On & \text{——} & \infty O \infty
\end{array}
$$

Aus der Lage der Flächen sieht man auch häufig ohne weiteres, wie viele von derselben Art vorhanden sein müssen, was die weitere Bestimmung erleichtert, wenn dadurch nicht schon allein die Entscheidung gegeben ist.

Ganz analoge Betrachtungen führen bei der Entwicklung regulär-hemiedrischer Kombinationen und solcher anderer Krystallsysteme zum Ziel. Es soll daher bei ihnen nicht mehr ausführlich darauf eingegangen werden.

Beispiele: In der regulären Kombination des *Bleiglanzes* (Fig. 109) sieht man ohne weiteres, daß die Flächen O dem Oktaeder, $\infty O \infty$ dem Würfel und ∞O dem Granatoeder angehören. Nach den zuletzt erwähnten Regeln ist $2\,O$ ein Pyramidenoktaeder, denn die Flächen liegen zwischen denen des Oktaeders und Granatoeders in der Zone derselben, was aus den parallelen Kanten hervorgeht. Der allgemeine Ausdruck der Flächen $2\,O$ ergibt sich auch aus folgender Betrachtung. Die Achsen stehen senkrecht auf den Würfelflächen $\infty O \infty$. Von zweien dieser Achsen muß jede der Flächen $2\,O$ gleiche Stücke abschneiden, da sonst die Symmetrie nach den Nebensymmetrieebenen gestört wäre. Von der dritten Axe muss dieselbe Fläche ihrer Lage nach ein größeres Stück abschneiden, als auf den beiden anderen, da sie sonst mit der anstoßenden Oktaederfläche zusammenfallen oder mit ihr einen einspringenden Winkel machen würde. Der Ausdruck der Fläche $2\,O$ ist danach im allgemeinen: $a:a:ma$ $(m > 1)$, also der eines Pyramidenoktaeders. Der spezielle Wert der Ableitungszahl m folgt durch Rechnung aus dem Winkel, den eine Fläche $2\,O$ mit einer bekannten Fläche des Krystalls, also etwa mit einer Oktaederfläche macht. Daß die Flächen $2\,O$ in der Zahl von 24 vorhanden sein müssen, geht aus ihrer Anordnung hervor: um jede der acht Oktaederflächen liegen ihrer 3; an jeder der sechs Würfelflächen liegen acht, wobei aber zu bedenken ist, daß jede Fläche $2\,O$ gleichzeitig an zwei Würfelflächen angrenzt.

In Fig. 113a ist ein flächenreicher Krystall von *Rotkupfererz* abgebildet. Auf den ersten Blick lassen sich die Flächen p als die des Oktaeders, ferner a als die des Würfels, somit m als die des Granatoeders erkennen. Daß n ein Pyramidenoktaeder ist, folgt aus dem eben betrachteten einfacheren Beispiele. Von den Flächen b schneidet jede der Symmetrie zufolge auf zwei der zu den Flächen a senkrechten Achsen gleiche Stücke ab und zwar größere als auf der dritten. So schneidet z. B.

die über p liegende Fläche b von den beiden horizontalen Achsen gleiche Stücke ab, die nothwendig größer sein müssen, als das auf der vertikalen Achse abgeschnittene. b hat daher den Ausdruck: $ma : ma : a$, $m > 1$, es ist also ein Ikositetraeder. Dies ergibt sich auch daraus, daß die Flächen b zwischen den Würfelflächen a und den Oktaederflächen p in deren Zone liegen. b' muß einem zweiten stumpferen Ikositetraeder angehören, etwa mit dem Ausdruck: $3O3$, wenn b den Ausdruck $2O2$ hätte. Ähnliche Betrachtungen zeigen, daß c die Flächen eines Pyramidenwürfels sind: sie liegen zwischen den Flächen des Würfels a und des Granatoeders m in deren Zone, sie gehen ihrer Lage nach einer Achse parallel und schneiden von den beiden anderen Achsen ungleiche Stücke ab, was den Ausdruck: $a : ma : \infty a$ ergeben würde. Die Flächen n, b, b' und c müssen in der Zahl von 24 vorhanden sein. Die Flächen e liegen in keiner der oben betrachteten Zone, sie sind 48mal vorhanden und begrenzen ein Hexakisoktaeder.

Fig. 113a.

Hemiedrische Klassen.

Es sind dreierlei Hemiedrien des regulären Systems möglich und bekannt, die durch Verschwinden je einer Gruppe von Symmetrieebenen oder beider Gruppen gleichzeitig aus der vollflächigen Klasse abgeleitet werden können.

1. Tetraedrische Hemiedrie, die drei Hauptsymmetrieebenen verschwinden.
2. Pyritoedrische Hemiedrie, die sechs Nebensymmetrieebenen verschwinden.
3. Gyroedrische Hemiedrie, alle Symmetrieebenen verschwinden gleichzeitig.

Nur die beiden erstgenannten Hemiedrien sind verbreitet und häufig; sie sollen daher hier allein eingehender betrachtet werden.

Tetraedrisch-hemiedrische (hexakistetraedrische, tetraedrische, geneigtflächig-hemiedrische) Klasse.

Die drei Hauptsymmetrieebenen sind verschwunden, mit ihnen die sechs zweizähligen (digonalen) Symmetrieachsen und das Symmetriecentrum. Geblieben sind die sechs Nebensymmetrieebenen, und die vier dreizähligen (trigonalen) Symmetrieachsen, sowie die drei Symmetrieaxen parallel den drei krystallographischen Achsen a; diese sind nun aber nicht mehr vierzählig, sondern sie sind zweizählig geworden.

105. Gesetz der tetraedrischen Hemiedrie. Nach dem Gesetz der tetraedrischen Hemiedrie verhalten sich die sämtlichen Flächen eines und desselben Oktanten gleich und die in den abwechselnden Oktanten verschieden, wie die Schraffierung an dem Hexakisoktaeder (Fig. 114) zeigt. Man sieht hieraus ohne weiteres, daß die drei die Oktanten scheidenden Hauptsymmetrieebenen hier nicht mehr als solche fungieren, dagegen bleiben die sechs über die Oktanten hinweg-

gehenden und sie symmetrisch teilenden Nebensymmetrieebenen auch hier noch Symmetrieebenen. Eine sofort erkennbare Folge dieses Gesetzes ist auch, daß alle drei vierzähligen Symmetrieachsen nun zweizählig geworden und die sechs zweizähligenSymmetrieachsen vollkommen weggefallen sind, während die vier dreizähligen Symmetrieachsen auch hier existieren. Endlich muß das Symmetriecentrum verschwinden, da zu jeder Flächengruppe die parallele in dem diametral gegenüberliegenden Oktanten verloren geht; die tetraedrische Hemiedrie ist eine geneigtflächige.

Fig. 114. Fig. 115.

106. Einfache Formen der tetraedrisch-hemiedrischen Klasse. Jede Hälfte der Flächen einer einfachen vollflächigen Form gibt im allgemeinen eine neue halbflächige. Die beiden korrelaten hemiedrischen Formen sind stets kongruent und lassen sich durch Drehung um jede der drei Achsen um 90° zur Deckung bringen.

Aus jedem *Hexakisoktaeder* entstehen zwei correlate *Hexakistetraeder* (Fig. 116), die man als + und — unterscheidet. Ihre Form ist

a b c

Fig. 116.

die eines Tetraeders, über dessen vier Flächen sich Pyramiden von je sechs, nämlich den in den abwechselnden Oktanten erhalten gebliebenen Flächen, erheben. Diese schneiden sich in den abwechselnd kürzeren und längeren Kanten M und L, die den erhalten gebliebenen Kanten entsprechen (Fig. 115, wo das von den schraffierten Flächen in Fig. 114 begrenzte Hexakistetraeder besonders abgebildet ist). Von jeder der beziehungsweise gleichen Kanten M und L sind in jedem der abwechselnden Oktanten drei, im ganzen also zwölf vorhanden. Außerdem finden sich noch zwölf gleiche Kanten N, in denen sich die vorhandenen Flächen über die verschwundenen hinweg schneiden. Die vier 3 + 3kantigen Ecken O sind die bestehen gebliebenen über den Mitten der abwechselnden Oktanten. Die sechs Ecken E an den

Enden der Achsen sind nun $2+2$kantig geworden. Außerdem sind vier $3+3$kantige Ecken R über den Oktanten mit den verschwundenen Flächen neu entstanden. Die sechs $2+2$kantigen Ecken E entsprechen in der Lage genau den sechs $4+4$kantigen Ecken (Fig. 97) des Hexakisoktaeders. Wie durch die letzteren die Achsen hindurch gehen, so gehen sie auch beim Hexakistetraeder durch je zwei gegenüberliegende Ecken E. Das Symbol der beiden aus dem Hexakisoktaeder mOn oder (hkl) nach obigem Gesetz abgeleiteten Hexakistetraeder ist: $+\frac{mOn}{2}$ und $-\frac{mOn}{2}$ oder: $+\varkappa(hkl)$ und $-\varkappa(h\bar{k}l)$ · $\varkappa$ dient nur zur Andeutung der Hemiedrie; wo diese anderweitig unzweifelhaft angedeutet ist, kann $\varkappa$ auch wegbleiben. Die Indices der einzelnen Flächen der beiden korrelaten Hexakistetraeder im Vergleich mit dem Hexakisoktaeder ergeben sich aus Fig. 114 und 115.

Aus den Verhältnissen des Hexakisoktaeders folgen die Flächenverteilung und die Bezeichnung der tetraedrisch-hemiedrischen Körper, die aus den anderen regulären Holoedern sich ableiten lassen, von selbst.

Das *Oktaeder* O (111) gibt zwei korrelate *Tetraeder* $+\frac{O}{2}$ und $-\frac{O}{2}$ oder $+\varkappa(111)$ und $-\varkappa(1\bar{1}1)$, welche stets von vier gleichseitigen Dreiecken begrenzt werden. Diese schneiden sich in den sechs gleichen Kanten unter Winkeln von $70^{0}\ 32'$ (den Winkeln, unter denen sich zwei Flächen des Oktaeders über eine Ecke hinweg schneiden) und bilden vier gleiche Ecken. Die Achsen gehen durch die Mitten von je zwei gegenüberliegenden Kanten, welche sich unter 90^{0} kreuzen (Fig. 117—119). Die Kanten des einen Tetraeders schneiden in der

Fig. 117. Fig. 118. Fig. 119.

Normalstellung die Kanten des korrelaten an den Enden der Achsen rechtwinklig.

Jedes *Ikositetraeder* mOm (hkk) gibt zwei *Triakistetraeder* (Pyramidentetraeder): $+\frac{mOm}{2}$ oder $+\varkappa(hkk)$ z. B. $+\frac{2O2}{2}=+\varkappa(211)$ und die entsprechenden negativen Formen der anderen Stellung: $-\frac{mOm}{2}$

oder $-\varkappa(h\bar{k}k)$; z. B. $-\frac{2O2}{2} = -\varkappa(2\bar{1}1)$ (Fig. 120). Daneben giebt

Fig. 120.

Fig. 121 die Indices der einzelnen Flächen des schraffierten Triakistetraeders und im Vergleich mit Fig. 94 auch die des korrelaten. Die Triakistetraeder haben die Gestalt eines Tetraeders, über dessen Flächen sich niedrige dreiseitige Pyramiden erheben. Die sechs langen Kanten Q liegen genau wie die Kanten eines Tetraeders und je zwei gegenüber liegende kreuzen sich wie dort rechtwinklig. Sie entstehen durch den Schnitt zweier an den Enden der Achsen in einer vierkantigen Ecke gegenüberliegenden Flächen des Ikositetraeders, wenn die beiden anderen in dieser Ecke zusammenstoßenden Flächen bei der Hemiedrie wegfallen. Die Mitten der Kanten Q entsprechen somit den vierkantigen Ecken des Ikositetraeders; durch sie gehen die Achsen hindurch. Die zwölf gleichen Pyramidenkanten P sind die Kanten, in denen sich die bei der Hemiedrie bleibenden Ikositetraederflächen schneiden. Diese bilden die vier gleichen dreikantigen Ecken A, während in den vier gleichen 3 + 3kantigen Ecken S sechs Flächen über den verschwindenden Oktanten zusammenstoßen.

Fig. 121.

Jedes *Triakisoktaeder* $mO(hhk)$ giebt zwei *Deltoeder* (Deltoiddodekaeder): $+\frac{mO}{2}$ oder $+\varkappa(hhk)$ und $-\frac{mO}{2}$ oder $-\varkappa(h\bar{h}k)$; z. B. $+\frac{2O}{2} =$

Fig. 122.

$+\varkappa(221)$ und $-\frac{2O}{2} = -\varkappa(2\bar{2}1)$ (Fig. 122). Diese Figuren in Verbin-

dung mit der Fig. 123, in der eines der Deltoiddodekaeder mit den Indices der Flächen, sowie mit der Bezeichnung gleicher Kanten und Ecken besonders dargestellt ist, geben unter Berücksichtigung des vorstehenden die Verhältnisse der Deltoiddodekaeder ohne weitere Beschreibung.

Fig. 123.

Die übrigen holoedrischen Körper, der Würfel, das Granatoeder und die Pyramidenwürfel, werden nach dem Gesetz der tetraedrischen Hemiedrie nicht verändert. Da jede ihrer Flächen in zwei Oktanten zugleich liegt, so müßte, wenn die in dem einen Oktanten liegende Flächenhälfte auch verschwinden würde, sie doch durch die sich ausdehnende andere Hälfte derselben Fläche in dem anstoßenden Oktanten wieder ersetzt werden, wie das z. B. Fig. 124 am Granatoeder zeigt (75). Diese Körper treten also bei den tetraedrischen Kombinationen mit ihrer ganzen Flächenzahl auf. Es besteht aber auf diesen Flächen keine Symmetrie mehr nach den verloren gegangenen Symmetrieebenen, beim Granatoeder in der Richtung der großen Diagonalen, wie es z. B. die Ätzfiguren (200) zeigen. Analog ist es beim Würfel und Pyramidenwürfel.

Fig. 124.

107. Tetraedrische Kombinationen. Nur Formen der tetraedrisch-hemiedrischen Klasse vereinigen sich zu solchen Kombinationen. Hierher gehört aber, außer dem Tetraeder, Pyramidentetraeder, Deltoiddodekaeder und Hexakistetraeder auch der Würfel, das Granatoeder und der Pyramidenwürfel, die ihre Gestalt beibehalten und daher gleichzeitig der holoedrischen und der tetraedrisch-hemiedrischen Klasse angehören. Kombinationen entstehen hier wie bei vollflächigen Krystallen: die Achsen der zusammentretenden einfachen Gestalten sind parallel. Doch hat man hier die Formen der Stellung nach zu unterscheiden, da z. B. das Tetraeder der einen Stellung von dem der anderen Stellung wesentlich verschieden ist, wie sie auch bei gleichzeitigem Auftreten an demselben Krystall von physikalisch verschiedenen Flächen begrenzt sind.

Die beiden Tetraeder stumpfen aneinander die Ecken ab (Fig. 125). Wenn beide ins Gleichgewicht treten, so ist ihre Kombination geometrisch identisch mit dem Oktaeder; der wesentliche Unterschied ist aber der, daß beim Oktaeder O alle Flächen einander

Fig 125.

Fig. 126.

gleich, bei der Kombination: $+\frac{O}{2} \cdot -\frac{O}{2}$ aber die Flächen $+\frac{O}{2}$ von den Flächen $-\frac{O}{2}$ verschieden sind (Fig. 126).

Fig. 127. Fig. 128.

Fig. 129. Fig. 130.

Fig. 131. Fig. 132.

Der Würfel stumpft die Tetraederkanten ab (Fig. 127), umgekehrt ein Tetraeder die abwechselnden Würfelecken (Fig. 128). Das Granatoeder spitzt die Tetraederecken von den Flächen aus zu (Fig. 129), und umgekehrt stumpft das Tetraeder die abwechselnden dreikantigen Ecken des Granatoeders ab (Fig. 130).

Das Tetraeder stumpft am Pyramidentetraeder der gleichen Stellung die Pyramidenecken ab und umgekehrt schärft das letztere die Kanten des ersteren zu (Fig. 131). Dagegen stumpft das Tetraeder der einen Stellung die 3 + 3 kantigen Ecken des Pyramidentetraeders der anderen Stellung ab (Fig. 132). (Weitere Kombinationen siehe bei Blende, Fahlerz und Boracit.)

Pyritoedrische (pentagonal-hemiedrische, parallelflächig-hemiedrische, dyakisdodekaedrische) Klasse.

Die sechs Nebensymmetrieebenen und die sechs zweizähligen (digonalen) Symmetrieachsen sind verschwunden. Die drei Hauptsymmetrieebenen, ferner die vier dreizähligen (trigonalen) Symmetrieachsen nebst dem Symmetriecentrum sind vorhanden ebenso die drei den tetragonalen der vollflächigen Formen parallelen Symmetrieachsen, die aber hier zweizählig geworden sind.

108. Gesetz der pyritoedrischen Hemiedrie. Nach dem Gesetz der pyritoedrischen Hemiedrie verhalten sich in jedem der acht durch die Achsenebenen (Hauptsymmetrieebenen) bestimmten Oktanten die Flächen abwechselnd gleich und an der Grenze zweier Oktanten stoßen sich *gleich* verhaltende Flächen der beiden letzteren zusammen, wie

es in Fig. 133 für das Hexakisoktaeder durch die schraffierten und nicht schraffierten Flächen dargestellt ist. Die Folge dieser Flächengruppierung ist, daß die drei Hauptsymmetrieebenen erhalten bleiben, während die sechs Nebensymmetrieebenen wegfallen. Ebenso bleiben die vier dreizähligen Symmetrieachsen, die drei vierzähligen Symmetrieachsen werden zweizählig und die sechs zweizähligen verschwinden. Zu jeder Fläche ist die parallele Gegenfläche, also für die ganze Form ein Symmetriecentrum, vorhanden; die Hemiedrie ist eine parallelflächige. Die korrelaten hemiedrischen Formen sind kongruent und können durch Drehung um eine Achse um 90° zur Deckung gebracht werden.

Fig. 133. Fig. 134.

109. Einfache Formen der pyritoedrischen Klasse. Aus jedem *Hexakisoktaeder mOn* (*hkl*) entstehen zwei *Diploeder* (Dyakisdodekaeder) (Fig. 135). Beide korrelate Diploeder sind kongruent und können

Fig. 135.

durch Drehung um eine Achse a um 90° zur Deckung gebracht werden. Sie werden als $+\left[\frac{mOn}{2}\right]$ und $-\left[\frac{mOn}{2}\right]$ oder: $+\ \pi(hkl)$ und $-\ \pi(khl)$ bezeichnet. In Figur 134 (in Verbindung mit Fig. 97) sind die Indices der einzelnen Flächen der Diploeder zu ersehen und ebenso die Verhältnisse der Kanten und Ecken. Es sind 24 gleiche Kanten T vorhanden, in denen sich in jedem Oktanten die bleibenden Flächen über die verschwundenen hinweg schneiden und die zu je dreien in jedem Oktanten liegen; ferner zwölf gleiche lange Kanten K und zwölf gleiche kurze Kanten V in den Achsenebenen. Die sechs 2+2kantigen Ecken E liegen auf den Achsen; durch sie gehen die Achsen hindurch. Zwischen je zwei Ecken E liegen in den Achsenebenen die 2+1+1kantigen Ecken U, näher bei der einen Ecke E als bei der

anderen, und die acht dreikantigen Ecken O liegen mitten über den Oktanten. Die Flächen sind in der idealen Form unregelmäßige Vierecke mit zwei in einer Ecke zusammenstoßenden gleichen Seiten T.

Aus dem *Pyramidenwürfel* (Fig. 137) kann man zwei korrelate *Pyritoeder* (Pentagondodekaeder) ableiten (Fig. 136 und 138). Die

Fig. 136. Fig. 137. Fig. 138.

sechs gleichen längeren Kanten W des einen Pyritoeders sind auf den entsprechenden des Gegenkörpers senkrecht. Auch die beiden korrelaten Pyritoeder können durch Drehung um eine Achse a zur Deckung gebracht werden. Die zwölf Fünfecke sind nicht regulär, sondern symmetrisch; die 24 gleichen Kanten X sind von den sechs ebenfalls gleichen Kanten W, durch deren Mitten die Achsen senkrecht hindurch gehen, verschieden, ebenso die acht von drei Kanten X gebildeten Ecken Q von den zwölf Ecken Y, in denen je zwei Kanten X und eine Kante W zusammenstoßen. Das reguläre Pentagondodekaeder der Geometrie entspricht nicht dem Gesetz der rationalen Kantenschnitte, es ist daher krystallographisch unmöglich und noch nie beobachtet worden. Die beiden korrelaten Pyritoeder des Pyramidenwürfels ∞On sind: $\pm\left[\frac{\infty On}{2}\right]$ oder $+\ \pi(hk0)$ und $-\ \pi(kh0)$, z. B. $\pm\left[\frac{\infty O2}{2}\right] = +\ \pi\,(210)$ und $-\ \pi\,(120)$. Sie sind wie die Diploeder parallelflächig.

Alle anderen einfachen regulären Formen außer Hexakisoktaeder und Pyramidenwürfel ändern ihre Gestalt bei dieser Hemiedrie nicht; sie treten in Kombinationen mit ihrer vollen Flächenzahl auf. Man überzeugt sich davon leicht, wenn man die holoedrischen Formen als spezielle Fälle des Hexakisoktaeders auffaßt (102). Beim Würfel z. B. (Fig. 139) müßten die schraffierten, bleibenden Flächenteile durch ihre Ausdehnung die beim Eintritt der Hemiedrie verschwundenen nicht schraffierten Flächenteile wieder ersetzen; eine Änderung der ganzen Form könnte nicht stattfinden (75).

Fig. 139.

110. Pyritoedrische Kombinationen. Von Kombinationen pyritoedrischer Körper sind einige besonders häufig. Die Pyritoederflächen stumpfen am Würfel die Kanten ab, aber wegen der Hemiedrie schief (Fig. 140); dies ist der Unterschied von der Kombination des Granatoeders und Würfels, wo die Abstumpfung eine gerade ist (Fig. 101). Die Würfelflächen stumpfen am Pyritoeder die längeren Kanten W gerade ab (Fig. 141). Das Oktaeder stumpft am Pyritoeder die dreikantigen Ecken Q ab (Fig. 142). Bei einer gewissen Ausdehnung der Oktaederflächen bilden sie und die Pyritoederflächen Dreiecke, im ganzen 20, von denen die 8 von O gebildeten gleichseitig, die 12 von $\left[\frac{\infty O2}{2}\right]$ gebildeten gleichschenklig sind; diese Kombination ist das sog. *Ikosaeder* (Fig. 143). Die Pyritoederflächen spitzen am Oktaeder die

Fig. 140. Fig. 141. Fig. 145.

Fig. 142. Fig. 143. Fig. 144.

Ecken zweiflächig von je zwei gegenüberliegenden Kanten aus zu (Fig. 144). Fig. 142—144 stellen somit dieselbe Kombination dar, aber mit verschiedener Ausdehnung der beiden kombinierten einfachen Formen. Das Diploeder spitzt die Würfelecken dreiseitig, aber schief zu (Fig. 145) (vgl. Fig. 113). Einige andere Kombinationen sind noch beim Schwefelkies (Pyrit), dem für diese Hemiedrie typischen Mineral, und beim Kobaltglanz angegeben und abgebildet.

Gyroedrische (plagiedrische, pentagon-ikositetraedrische) Klasse.

111. Gyroedrische Hemiedrie. Bei der gyroedrischen oder plagiedrischen Hemiëdrie verhalten sich wie bei der pyritoedrischen in jedem Oktanten die abwechselnden Flächen gleich. Der Unterschied besteht nur darin, daß in den Oktantengrenzen *ungleiche* Flächen aneinanderstoßen, wie es Fig. 45b für das Hexakisoktaeder im Vergleich mit Fig. 44b oder 135b zeigt. Infolgedessen fallen alle Symmetrie-

ebenen und das Symmetriecentrum weg. Es bleiben aber die drei vierzähligen, die vier dreizähligen und die sechs zweizähligen Symmetrieachsen des Hexakisoktaeders erhalten. Aus dem letzteren entstehen zwei enantiomorphe korrelate *Gyroeder* oder *Plagieder* (auch Pentagon-Ikositetraeder, Fig. 45a und c); alle anderen vollflächigen regulären Formen treten dagegen mit ihrer vollen Flächenzahl auf.

Tetartoedrische (tetraedrisch-pentagondodekaedrische) Klasse.

112. Tetartoedrie. Die Tetartoedrie des regulären Systems kann aus der tetraedrischen oder pyritoedrischen Hemiedrie abgeleitet werden, indem man durch abermaliges Verschwinden der Hälfte der Flächen die noch vorhandenen sechs resp. drei Symmetrieebenen fortfallen läßt. Die einfachen tetartoedrischen Formen kann man erhalten, indem man auf diejenigen der tetraedrischen, pyritoedrischen oder gyroedrischen Hemiedrie das Gesetz je einer der beiden anderen Hemiedrien anwendet. Jedesmal ergibt sich ganz genau dasselbe Resultat. In Fig. 146 ist z. B.

Fig. 146.

auf ein Hexakistetraeder noch das Gesetz der pyritoedrischen (oder gyroedrischen) Hemiedrie angewendet, indem von den sechs in einem Oktanten vorhandenen Flächen nur je die abwechselnden erhalten bleiben, die zwischenliegenden verschwinden. Dadurch fallen die sechs Symmetrieebenen des Hexakistetraeders ebenfalls weg und es ist gar keine mehr vorhanden. Jedes *Hexakistetraeder* liefert so zwei enantiomorphe tetartoedrische Formen, die *tetraedrische Pentagondodekaeder* genannt werden. Die Hexakisoktaeder geben also deren vier, von denen je zwei kongruent sind. Die *Pyramidenwürfel* geben zwei *Pyritoeder*, das *Oktaeder* zwei *Tetraeder* etc. Bei tetartoedrischen Kombinationen ist also eine Vereinigung von Tetraedern und Pyritoedern an demselben Krystall oder es ist ein getrenntes Auftreten von tetraedrischen Formen an dem einen und von pyritoedrischen Formen an einem anderen Krystall derselben Substanz möglich, wie es z. B. beim salpetersauren Blei und Baryum, an Mineralien beim Ullmannit und Langbeinit vorkommt. Bei hemiedrischer Ausbildung wäre dies nicht denkbar.

2. Hexagonales System.

(Drei- und einachsiges, hexagonales und trigonales, sechsgliedriges und dreigliedriges System.)

Im hexagonalen System sind alle diejenigen Krystallklassen vereinigt, deren Formen sich auf drei gleiche in einer Ebene unter 60° gegeneinander geneigte Nebenachsen *a* und eine auf diesen senkrechte

vierte von ihnen verschiedene Hauptachse c beziehen lassen. Das Achsenschema ist demnach:

$$a : a : a : c; \ \measuredangle\, a/a = 60^0; \ \measuredangle\, a/c = 90^0.$$

113. Achsen des hexagonalen Systems. Die drei gleichen Achsen a, welche sich unter 60° schneiden, liegen in einer Ebene *(Nebenachsen)*; die vierte davon verschiedene, die *Hauptachse c*, ist auf diesen senkrecht. $c \gtreqless a$. Die zwölf von den Achsenebenen gebildeten Raumabschnitte (Dodekanten) sind alle einander gleich. Die in der Ebene der Nebenachsen liegenden, die Winkel zwischen je zweien derselben halbierenden Richtungen b werden zuweilen als Hilfslinien verwendet (Zwischenachsen) (Fig. 147). Nach den Verhältnissen der Symmetrie kann man beliebig die Richtungen a oder b als die der Nebenachsen nehmen, je die anderen sind dann die Zwischenachsen; die Hauptachse ist dabei stets unveränderlich dieselbe. Sie wird stets vertikal gestellt, so daß die Ebene der Neben- und Zwischenachsen eine horizontale Lage annimmt. Aus einem passenden Flächenwinkel der Krystalle läßt sich das Achsenverhältniss $a:c$ berechnen, oder, wenn man a resp. $c = 1$ setzt, das Achsenverhältniss $1 : c$ resp. $a : 1$ (38), d. h. je die andere Achse, c oder a. Alle Achsenwinkel sind bekannt. Das Achsensystem eines hexagonalen Krystalls enthält somit nur ein unbekanntes Stück c resp. a.

Fig. 147.

Jede Fläche, welche an einem hexagonalen Achsensystem auftritt, schneidet die drei Nebenachsen (z. T. im Unendlichen) in drei auf einer Geraden liegenden Punkten. Schon durch zwei Schnittpunkte, z. B. $\frac{a}{h}$ und $\frac{a}{k}$ ist aber diese Gerade vollständig bestimmt, der dritte Schnittpunkt $\frac{a}{l}$ muß also aus jenen beiden sich ableiten lassen. Man findet, daß stets für den dritten zwischen $\frac{a}{h}$ und $\frac{a}{k}$ liegenden Schnitt $\frac{a}{l}$ ist: $l = h + k$, also; $\frac{a}{l} = \frac{a}{h+k}$, somit ist der vollständige Ausdruck einer beliebigen Fläche an den hexagonalen Achsen: $\frac{a}{h} : \frac{a}{h+k} : \frac{a}{k} : \frac{c}{i}$.

Um alle einzelnen Flächen eines Krystalls in ihrer Lage unzweideutig angeben zu können, muß man die Achsenrichtungen wieder als $+$ und $-$ unterscheiden. Nach dem Vorgang von *Bravais* werden als die $+$Richtungen die um 120° gegeneinander geneigten Äste der Achsen a

angenommen, die zwischenliegenden Äste sind —, (Fig. 147), so daß also immer ein + und — Zweig der Nebenachsen miteinander abwechseln. Dann bezieht sich aber von den obigen Achsenschnitten einer Fläche stets der mittlere auf einen Achsenast, welcher den beiden anderen im Vorzeichen entgegengesetzt ist; sein Index l muß also negativ sein, wenn die beiden anderen Indices h und k positiv sind, und umgekehrt. In jedem hexagonalen Achsenausdruck nach *Bravais* stehen also für die Nebenachsen zwei positive und ein negativer oder zwei negative und ein positiver Index, und es muß mit Berücksichtigung der Vorzeichen sein: $h + k = -l$ oder $h + k + l = 0$, d. h. die Summe der auf die drei Nebenachsen bezüglichen Indices ist $= 0$. Der Ausdruck einer beliebigen Fläche ist also: $\frac{\pm a}{h} : \frac{\pm a}{k} : \frac{\mp a}{l} : \frac{c}{i}$ oder $\frac{a}{\pm h} : \frac{a}{\pm k} : \frac{a}{\mp l} : \frac{c}{i}$ oder in Millerscher Weise: $(hk\bar{l}i)$ oder auch $(\bar{h}\bar{k}li)$. Es erübrigt dann nur noch, die Indices stets in derselben Reihenfolge auf die drei Nebenachsen zu beziehen, welche man zu diesem Zwecke bezüglich ihrer Richtung, unbeschadet ihrer Gleichwertigkeit, wohl auch als a_1, a_2, a_3 unterscheidet, wobei eine beliebige als die erste, die um 120° davon abweichende als die zweite etc. angenommen wird, so wie es Fig. 147 zeigt. Von den Indices in Millerscher Schreibweise bezieht sich der erste h stets auf a_1, der zweite k auf a_2, der dritte l auf a_3; der vierte Index i bezieht sich auf die Hauptachse c. Zur Bezeichnung der ganzen vollflächigen Krystallform mit dem Ausdruck $(hk\bar{l}i)$ pflegt man im allgemeinen diejenige Fläche zu wählen, bei welcher $h > k$ und $l = h + k$ (dem absoluten Werte nach ohne Rücksicht auf das Vorzeichen), also z. B. den Ausdruck: $(21\bar{3}1)$, nicht aber etwa: $(12\bar{3}1)$, welcher Ausdruck eine Fläche derselben einfachen Form darstellt.

Vollflächig hexagonale (dihexagonal-bipyramidale) Klasse.

3 + 3 + 1 Symmetrieebenen, von denen die eine, die *Hauptsymmetrieebene*, auf der Hauptachse c senkrecht steht, also der Ebene der Neben- und Zwischenachsen a und b parallel ist. Die 3 + 3 anderen Symmetrieebenen gehen alle durch die Hauptachse c und durch je eine Nebenachse a, resp. eine Zwischenachse b. Man kann sie danach als *Neben-* und *Zwischensymmetrieebenen* unterscheiden (Symmetrieebenen ac resp. bc), sie werden aber meist alle zusammen Nebensymmetrieebenen genannt. 3 + 3 + 1 Symmetrieaxen parallel den krystallographischen Achsen, davon die eine sechszählige parallel der Hauptachse c, die *Hauptsymmetrieaxe;* die 3 + 3 anderen *Nebensymmetrieaxen* parallel den Nebenachsen a, resp. den Zwischenachsen b sind zweizählig. Auch hier kann man zwischen *Nebensymmetrieachsen* a und *Zwischensymmetrieachsen*

b unterscheiden. *Symmetriecentrum* vorhanden. Die Hauptsymmetrieebene und drei gleichwertige Nebensymmetrieebenen, die sich unter 60° schneiden, sind die Fundamentalflächen des Achsensystems (vergl. (55) und (56) und Fig. 37).

114. Einfache Formen. *1. Didodekaeder* (dihexagonale Pyramiden, oder auch Bipyramiden, Sechskantner). Die Flächen schneiden alle drei Nebenachsen ungleich und treffen die Hauptachse in einer beliebigen endlichen Entfernung. Der Ausdruck ist also: $\frac{a}{h} : \frac{a}{k} : \frac{a}{-l} : \frac{c}{i} = (hk\bar{l}i)$, z. B.: $\frac{a}{2} : a : \frac{a}{-3} : c = (21\bar{3}1)$. Die Symmetrie erfordert, damit alle Nebenachsen von der Gesamtheit der Flächen gleich geschnitten werden, 24 Flächen, welche so angeordnet sind, daß sie eine auf der Ebene der Nebenachsen nach oben und unten errichtete 24flächige Doppelpyramide bilden (Fig. 148). Dieselbe hat zwölf gleiche Seiten-, Mittel- oder Randkanten *S* in der Ebene der Nebenachsen, die ein sechsfach symmetrisches, aber nie ein reguläres Zwölfeck bilden; ferner 12 + 12 abwechselnd gleiche End- oder Polkanten, *V* und *K*. Zwei End- oder Polecken *c* liegen auf der Hauptachse. 6 + 6 abwechselnd gleiche Seiten-, Mittel- oder Randecken *a* und *b* liegen in der Ebene der Nebenachsen auf den Neben- und Zwischenachsen. Die Richtung der Hauptachse ist durch die Ecken *c* gegeben, die Neben- und Zwischenachsen durch die Ecken *a* und *b*, wobei man beliebig die Richtungen *aa* und *bb* als Nebenachsen wählen kann. In jeder Seitenecke *a* oder *b* stoßen zwei gleiche Endkanten mit zwei Seitenkanten zusammen.

Fig. 148.

Bei den verschiedenen Körpern dieser Art, die an einem und demselben Achsensystem vorkommen können und welche bald hoch, bald niedrig sind, treffen sich die Flächen in den Kanten unter verschiedenen Winkeln, und danach schneiden die Flächen die Achsen in verschiedenen Verhältnissen, d. h. mit verschiedenen Indices, *h*, *k*, *i*. Diese lassen sich aus jenen Winkeln berechnen und umgekehrt.

Didodekaeder, die flächenreichsten einfachen Formen des hexagonalen Systems, sind bisher noch nie selbständig, sondern stets nur in Kombinationen beobachtet worden. Alle flächenärmeren vollflächig-hexagonalen Formen können als Spezialfälle des Didodekaeders betrachtet werden.

2. Dihexagonale Prismen (zwölfseitige Prismen). Denkt man sich alle Flächen des Didodekaeders aufgerichtet, bis sie der Hauptachse *c* parallel werden, so fallen je zwei, welche sich in einer Seitenkante *S* (Fig. 148) schneiden, in eine zusammen, die der Hauptachse parallel ist. Man erhält dann ein zwölfseitiges Prisma, dessen Querschnitt der von den

Seitenkanten S des Didodekaeders gebildeten Figur entspricht. Der Ausdruck ist: $\frac{a}{h}:\frac{a}{k}:\frac{a}{-l}:\frac{c}{0}=(hk\bar{l}0)$ (Fig. 149). Die Neben- und Zwischenachsen gehen durch die abwechselnden Kanten, die auf diesen senkrecht, also der Hauptachse c parallel, und abwechselnd einander gleich sind.

Fig. 149.

Die Winkel der Prismenflächen und damit die Form des Querschnitts ändern sich mit den Indices h und k. Am gleichen Axensystem können viele solcher Prismen vorhanden sein, aber bei keinem ist der Querschnitt ein regulär zwölfseitiger; dieser ist mit dem Gesetz der rationalen Axenschnitte nicht vereinbar. Dieses Prisma ist ein Didodekaeder mit unendlich grossem Schnitt der Flächen auf der Hauptaxe, an denen daher die Kanten $S = 180^{\circ}$ geworden sind.

3. *Dihexaeder 1. Stellung* (hexagonale Pyramiden oder Bipyramiden 1. Stellung, Protopyramiden). Die Flächen gehen einer Nebenachse parallel und schneiden die beiden anderen Nebenachsen gleich; von der Hauptachse wird ein beliebiges endliches Stück abgeschnitten. Der Ausdruck ist: $\frac{a}{h}:\frac{a}{0}:\frac{a}{-h}:\frac{c}{i}=(h0\bar{h}i)$ z. B. $a:\infty a:-a:c=(10\bar{1}1)$. Es ist eine $6+6$ flächige Doppelpyramide über der Ebene der Nebenachsen mit sechs gleichen Seiten-, Mittel-, oder Randkanten S, welche ein reguläres Sechseck bilden, und zwölf gleichen End- oder Polkanten K, zwei gleichen End- oder Polecken c, durch welche die Hauptachse geht, und sechs gleichen Seiten-, Mittel-, oder Randecken a, welche die Nebenachsen bestimmen (Fig 150). Die Flächen sind in der Idealform gleichschenklige Dreiecke. Die Zwischenachsen gehen durch die Mitten zweier gegenüberliegender Seitenkanten.

Fig. 150.

An jedem Axensystem sind viele solche Dihexaeder möglich, die bald hoch, bald niedrig sind und sich durch die Kantenwinkel unterscheiden, von denen die Indices abhängen, und umgekehrt. Alle Dihexaeder 1. Stellung können als Didodekaeder angesehen werden, an denen die Endkanten $K = 180^{\circ}$ (Fig. 148) sind, so dass also zwei in K zusammenstossende Flächen in ein Niveau fallen.

4. *Dihexaeder 2. Stellung* (hexagonale Pyramiden oder Bipyramiden 2. Stellung, Deuteropyramiden). Die Flächen schneiden die Hauptachse; sodann die Nebenachsen so, daß von einer ein gewisses Stück, von den beiden, rechts und links unmittelbar benachbarten gleiche Stücke abgeschnitten werden. Diese müssen dann doppelt so groß sein, als das auf der ersten Nebenachse abgeschnittene Stück. Der Ausdruck ist daher: $\frac{a}{h}:\frac{a}{h}:\frac{a}{-2h}:\frac{c}{i}\,(h\,.\,h\,.\,\overline{2h}\,.\,i)$, z. B. $a:a:\frac{a}{-2}:c=(11\bar{2}1)$. Die Symmetrie erfordert das gleichzeitige Auftreten von zwölf solchen Flächen, welche genau ebenso gegeneinander liegen, wie beim Dihexaeder 1. Stellung.

Von diesen sind die Dihexaeder 2. Stellung nicht in der Form, sondern nur in der Lage verschieden (Fig. 151), indem nämlich hier die Nebenachsen a durch die Mitten zweier Seitenkanten, die Zwischenachsen b durch zwei Seitenecken gehen. Ein Dihexaeder 1. Stellung kann in ein solches 2. Stellung an demselben Achsensystem übergeführt werden, wenn man es um die Hauptachse um 30° dreht.

Fig. 151.

Ein für sich allein vorkommendes Dihexaeder ist an sich weder erster noch zweiter Stellung. Es erhält diese Stellung erst, wenn man die Nebenachsen gewählt hat, welche man sich nach Belieben durch die Seitenecken oder die Mitte der Seitenkanten legen kann; im ersten Fall ist der Körper 1. Stellung, im zweiten Fall 2. Stellung. Der Unterschied wird erst wichtig bei Kombinationen (116). (Vergl. quadr. System (132) Nro. 6). Die Dihexaeder 2. Stellung sind Didodekaeder, wo die Endkanten $V = 180^{\circ}$ (Fig. 148).

5. *Hexagonales Prisma 1. Stellung* (Protoprisma). Denkt man sich die Flächen eines Dihexaeders 1. Stellung aufgerichtet, bis sie parallel mit der Hauptachse werden, so entsteht ein sechsseitiges Prisma, dessen idealer Querschnitt ein regelmäßiges Sechseck ist, wie die Seitenkanten S des ersten Dihexaeders (Fig. 150). Die sechs gleichen Kanten sind $= 120^{\circ}$ und gehen der Hauptachse c parallel; die Nebenachsen a stehen auf ihnen senkrecht (Fig. 152). Der Flächenausdruck ist: $a : \infty a : -a : \infty c = (10\bar{1}0)$.

Fig. 152.

6. *Hexagonales Prisma 2. Stellung* (Deuteroprisma). Es steht in derselben Beziehung zum Dihexaeder 2. Stellung, wie das Prisma 1. Stellung zum Dihexaeder 1. Stellung. Es ist mit dem vorigen vollkommen gleichgestaltet, aber um 30° dagegen um die Hauptachse gedreht, so daß die Nebenachsen a auf den Prismenflächen senkrecht stehen (Fig. 153). Achsenausdruck:

$$2a : 2a : -a : \infty c = a : a : \frac{a}{-2} : \infty c = (11\bar{2}0).$$

Fig. 153.

Für die Unterscheidung beider Prismen gilt das bei den Dihexaedern Gesagte. Es sind Dihexaeder mit unendlich langem Schnitt auf der Hauptachse.

7. Die *Basis* (basisches Pinakoid, Geradendfläche). Ein Parallelflächenpaar senkrecht zur Achse c oder parallel der Ebene der Nebenachsen; also: $\infty a : \infty a : \infty a : c = (0001)$ (Fig. 9 links).

Die Basis kann als eine der Pyramiden betrachtet werden, deren Endkanten alle $= 180^{\circ}$ sind, so daß die Schnitte auf den Nebenachsen unendlich groß werden.

Andere vollflächig-hexagonale einfache Formen als diese sieben sind nicht möglich (102).

115. Naumannsche Bezeichnung und Übersicht. Bei der Bezeichnung der vollflächigen hexagonalen Formen nach der Methode

von Naumann geht man von demjenigen Dihexaeder 1. Stellung aus, welches von den Achsen die Einheiten abschneidet, das also den Ausdruck: $a : \infty a : -a : c = (10\bar{1}1)$ hat. Dasselbe wird *Hauptdihexaeder* (Grundform, Grundpyramide, primäre Pyramide) genannt und mit P bezeichnet. Alle anderen an dem durch P gegebenen Achsensystem möglichen Krystallflächen kann man sich nun so entstanden denken, daß man eine Fläche von P im Ende einer Nebenachse a (also im Abstand a vom Achsenmittelpunkt) festhält und sie sich um diesen Punkt in die betreffende Lage gedreht denkt, und zwar in der Weise, daß von der nächstfolgenden Nebenachse ebenfalls ein Stück $= a$ oder ein größeres Stück als a, auf der Hauptachse aber ein ganz beliebiges Stück größer oder kleiner als c abgeschnitten wird. Eine so gedrehte Fläche ist dann in jeder Lage vollkommen bestimmt, wenn man noch die von der nächstfolgenden Nebenachse und von der Hauptachse abgeschnittenen Stücke na und mc kennt, denn der Schnitt a auf der einen Nebenachse in der Entfernung a ist ja ein für allemal gegeben. Die Bezeichnung der betreffenden Krystallform, die von dieser und allen anderen noch von der Symmetrie erforderten Flächen begrenzt wird, geschieht nun, indem man vor das Zeichen P des Hauptdihexaeders die Ableitungszahl m für c und hinter P die Ableitungszahl n für die andere Nebenachse a setzt, also $mPn = mc : na : a$. Dabei ist $m >, =$ oder < 1, aber es muß notwendig $n \geq 1$ und < 2 sein, wie man leicht aus einer Projektion in der Ebene der Nebenachsen sieht (Fig. 154). Von Naumann sind dabei aber abweichend von Bravais drei unmittelbar aufeinanderfolgende Halbaxen a positiv gedacht (Fig. 154).

Fig. 154.

Die verschiedenen einfachen Formen erhalten danach die im folgenden angegebenen Symbole. Dabei ist nach den Formeln in (113) die auf die dritte Nebenachse bezügliche Ableitungszahl $= \frac{n}{n-1}$, wenn die beiden anderen $= n$ und $= 1$ sind, wie es hier der Fall ist.

1. Didodekaeder: $mPn = \frac{na}{n-1} : a : na : mc = \frac{a}{n-1} : \frac{a}{n} : a : \frac{m}{n}c$ (Fig. 157, III) in Naumannschen Achsen oder: $\frac{a}{h} : \frac{a}{k} : \frac{a}{-l} : \frac{c}{i}$

$= (hk\bar{l}i)$ in Bravaisschen Achsen; z. B. $3P\frac{3}{2} = 3a : a : \frac{3}{2}a : 3c$
$= a : \frac{a}{3} : \frac{a}{2} : c$ in Naumannschen Achsen, oder $= \frac{a}{2} : a : \frac{a}{-3} : c$
$= (21\bar{3}1)$ in Bravaisschen Achsen.

2. *Dihexagonale Prismen:* ∞Pn oder $hk\bar{l}0$ z. B.: $\infty P\frac{3}{2} = (21\bar{3}0)$.
3. *Dihexaeder 1. St.:* $mP = \infty a : a : a : mc$ (I in Fig. 154) oder $(h0\bar{h}i)$ z. B.: $P = (10\bar{1}1)$ (Hauptdihexaeder); $\frac{3}{2}P = (30\bar{3}2)$ etc.
4. *Dihexaeder 2. St.:* $mP2 = 2a : a : 2a : mc$ (II in Fig. 154) oder $(h \cdot h \cdot \overline{2h} \cdot i)$ z. B.: $2P2 = (11\bar{2}1)$.
5. *Hexagonales Prisma 1. St.:* $\infty P = (10\bar{1}0)$.
6. *Hexagonales Prisma 2. St.:* $\infty P2 = (11\bar{2}0)$.
7. *Basis:* $0P = (0001)$.

Die Flächen des Prismas der 1. Stellung und die Basis sind die Fundamentalflächen, eine Fläche des Hauptdihexaeders (der Grundform) $P = (10\bar{1}1)$ ist die Einheitsfläche eines hexagonalen Achsensystems.

116. Kombinationen. Die Flächen p des hexagonalen Prismas der einen Stellung stumpfen die Kanten des Prismas der anderen Stellung p^1 gerade ab (Fig. 155). Die Flächen eines dihexagonalen Prismas schärfen die Kanten der hexagonalen Prismen zu oder stumpfen die Kombinationskanten zwischen den beiden hexagonalen Prismen p und p^1 ab. Zuweilen sind beide hexagonale Prismen mit mehreren

∞P.∞P2.0P.

Fig. 155. Fig. 156. Fig. 157.

dihexagonalen Prismen kombiniert, dann entstehen von so schmalen Facetten begrenzte vielseitig polygonale Prismen, daß sie auf den ersten Blick für walzenförmig rund gehalten werden können (z. B. beim Beryll). Die Basis schließt die Prismen oben und unten und bildet mit ihnen langsäulenförmige (Fig. 155) oder dünnnadelförmige und haarförmige Krystalle, oder aber niedere Tafeln (Fig. 156) oder papierdünne Plättchen, welche Formen alle krystallographisch nicht verschieden sind. Die Endecken der Pyramiden werden durch die Basis abgestumpft (Fig. 157). Die Flächen d eines stumpferen Dihexaeders (Fig. 158) spitzen die Endecken eines steileren Dihexaeders D derselben Stellung von den Flächen aus zu, und umgekehrt: die Flächen von D schärfen die Seitenkanten von d zu, so daß beidemale die Kombinationskanten D/d den ursprünglichen Seitenkanten d/d und D/D parallel sind. Die Flächen eines Dihexaeders d sind auf die Flächen

eines hexagonalen Prismas derselben Stellung p aufgesetzt (Fig. 159); die Flächen p des letzteren stumpfen die Seitenkanten des ersteren d

Fig. 158. Fig. 159. Fig. 160.

gerade ab; die Kanten d/p stehen auf den Prismenkanten p/p senkrecht. Dagegen sind die Flächen des Dihexaeders der anderen Stellung d_1 auf die Kanten des Prismas p gerade aufgesetzt, und die Flächen des letzteren stumpfen die Seitenecken des ersteren gerade ab (Fig. 160). Zwei Dihexaeder d und d_1 von verschiedener Stellung sind so kombiniert, daß die Flächen des einen entweder die Endecken oder

Fig. 161. Fig. 162. Fig. 163.

die Seitenecken des anderen von den Endkanten aus zuspitzen oder dessen Endkanten gerade abstumpfen (Fig. 161—163), je nachdem die Flächen des Dihexaeders d_1 flacher, oder steiler oder genau ebenso gegen die Achse c geneigt liegen, wie die Endkanten von d.

An dem in Fig. 164 dargestellten Krystall von *Beryll* sind zwei Dihexaeder p und u der einen, sowie eines s der anderen Stellung, welches die Endkanten von u gerade abstumpft, wie man aus der Parallelität der Kanten s/u an jeder Fläche s sieht; dazu kommt ein hexagonales Prisma M von derselben Stellung wie p und u, ein Didodekaeder k und die Basis m. Wenn man diesen Krystall auf Achsen beziehen will, so hat man vollkommen freie Wahl, welches von den Dihexaedern man als erster Stellung ansehen will; die gleichliegenden sonstigen Dihexaeder (resp. Prismen) sind dann ebenfalls erster, die anderen zweiter Stellung und die Nebenachsen liegen so, daß sie durch

Fig. 164.

die Seitenecken der Dihexaeder erster Stellung resp. durch die Kanten der gleichliegenden Prismen gehen. Hat man p die erste Stellung gegeben, so ist auch u und M erster, s zweiter Stellung. Die Richtung der Hauptachse ist wie stets den Kanten M/M parallel und die Nebenachsen schneiden die Kanten M/M senkrecht. Hätte man umgekehrt, für s die erste Stellung angenommen, so wären P, u und M zweiter Stellung und die Nebenachsen stünden auf den Flächen M senkrecht. Zur Bestimmung des Achsenverhältnisses kann man wieder ein beliebiges Dihexaeder erster Stellung, z. B. p als Hauptdihexaeder wählen, das damit den Ausdruck: $a : \infty a : -a : c = (10\bar{1}1)$ erhält. Seine Flächenwinkel geben dann das Verhältnis $a : c$. Aus den Neigungen der Flächen der anderen einfachen Formen (resp. dem Zonenzusammenhang (44 ff.)) folgen die Ausdrücke, welche diese an den aus p bestimmten Achsen haben. Ebenso hätte man auch u, schließlich aber auch, bei einer anderen Wahl der Nebenachsen, s als Hauptdihexaeder wählen können; man hätte dann ein anderes Achsenverhältnis $a : c$ und andere Ausdrücke für die anderen einfachen Formen gefunden etc.

Beispiele vollflächig-hexagonaler Krystalle sind viel seltener, als solche von hemiedrischen etc. Von Mineralien ist kaum ein anderes, als der soeben beispielsweise genannte *Beryll* zu erwähnen.

Hemiedrische und tetartoedrische Klassen.

Hemiedrien und Tetartoedrien gibt es im hexagonalen System nach verschiedenen Gesetzen. Sie sind z. T. viel wichtiger als die holoedrische Klasse, besonders gilt dies von der rhomboedrischen Hemiedrie. Nur die, welche für Mineralien von einiger Bedeutung sind, sollen hier betrachtet werden.

117. Hexagonale und trigonale Klassen. Wie aus der obigen Tabelle (81) zu ersehen, können die teilflächigen hexagonalen Klassen in zwei Gruppen geteilt werden. In der einen derselben ist wie in der vollflächigen Klasse eine sechszählige Hauptsymmetrieachse vorhanden, in der anderen ist diese infolge der Teilflächigkeit, dreizählig geworden. Man hat diese beiden Gruppen wohl auch als besondere Krystallsysteme aufgefaßt und neben dem hexagonalen oder sechsgliedrigen, dem dann auch die vollflächige Klasse angehört, noch ein besonderes siebentes, das trigonale oder dreigliedrige unterschieden. Wir betrachten aber alle diese Formen als Abteilungen des hexagonalen Systems und zwar zunächst die sechsgliedrigen Hemiedrien und Tetartoedrien mit einer sechszähligen Hauptsymmetrieachse und hierauf die dreigliedrigen Hemiedrien und Tetartoedrien mit einer dreizähligen Hauptsymmetrieachse. Hier würde sich dann auch die ogdoedrische Klasse einreihen, die aber ohne jede Bedeutung und daher hier übergangen ist. Für uns würde nur in Betracht kommen: Sechsgliedrig: Neben der schon betrachteten vollflächigen die voll-

flächig-hemimorphe, die pyramidal-hemiedrische und die pyramidal-hemimorphe Klasse; Dreigliedrig: die rhomboedrisch-hemiedrische, die rhomboedrisch-hemimorphe, sowie die rhomboedrisch- und die trapezoedrisch-tetartoedrische Klasse.

α) Sechsgliedrige (hexagonale) Klassen.

Die Hauptachse ist eine sechszählige Symmetrieachse. Von ihnen kommen zwar drei, die vollflächig-hemimorphe, die pyramidal-hemiedrische und die pyramidal-hemimorphe im Mineralreich vor, aber nur die mittlere ist wegen ihres Auftretens am Apatit von Bedeutung.

Vollflächig-hemimorphe (hexagonal-hemimorphe, dihexagonal-pyramidale) Klasse.

118. Hemimorphie der vollflächig-hexagonalen Krystalle. Die Krystalle sind an den beiden Enden der Hauptachse c verschieden ausgebildet, aber jedes Ende für sich zeigt die Symmetrie der vollflächig-hexagonalen Krystalle. Die Hauptsymmetrieebene ist also weggefallen und damit auch die sechs zweizähligen Symmetrieachsen in der Ebene der Nebenachsen, sowie das Symmetriecentrum. Geblieben sind dagegen die sechs Nebensymmetrieebenen und die sechszählige Symmetrieachse parallel der Hauptachse c. Was die einzelnen einfachen holoedrischen Formen anlangt, so zerfallen die Doppelpyramiden (Bipyramiden) also die Didodekaeder und Dihexaeder in je eine obere und eine untere Hälfte und es entstehen zwölfflächige, resp. sechsflächige nach unten oder oben offene Pyramiden, deren Spitzen auf der Hauptachse liegen. Die Prismen behalten ihre Gestalt bei. Die Basis zerfällt in die beiden Einzelflächen, von denen die eine fehlt oder von der anderen physikalisch verschieden ist. Die Symbole dieser hemimorphen Formen ergeben sich von selbst aus denen der vollflächigen. Zwei korrelate Pyramiden unterscheiden sich durch den + resp. — Schnitt auf der Hauptachse c. So gibt das Didodekaeder mPn $(hk\bar{l}i)$ die beiden zwölfseitigen Pyramiden:

$$o \, . \, \frac{mPn}{2} \, (hk\bar{l}i) \quad \text{und} \quad u \, . \, \frac{mPn}{2} \, (hk\bar{l}\bar{i}),$$

wo o und u die Lage oben und unten an der Hauptachse andeuten sollen. Entsprechend ist es bei den Dihexaedern und der Basis.

Als Beispiele werden genannt: *Greenockit*, *Würtzit*, *Zinkoxyd* (Rotzinkerz) und *Jodsilber*.

Pyramidal-hemiedrische (hexagonal-bipyramidale) Klasse.

119. Pyramidale Hemiedrie. Bei der pyramidalen Hemiedrie verhalten sich ringsum je die zwei an einer Seitenkante anliegenden Flächen einander gleich und von den an den anstoßenden Seitenkanten anliegenden Flächen verschieden, wie es Fig. 165 für das Didodekaeder zeigt. Die Folge dieser Flächenverteilung ist, daß alle Nebensymmetrieebenen verschwinden, die Hauptsymmetrieebene aber nicht, ebenso fallen auch alle sechs zweizähligen Symmetrieachsen in der Rich-

tung der Neben- und der Zwischenachsen fort, aber die sechszählige Hauptsymmetrieachse und das Symmetriecentrum bleiben.

Dehnt sich nun je die eine Hälfte der Flächen des Didodekaeders aus bei gleichzeitigem Verschwinden der anderen, wie es Fig. 166 in der Projektion auf die Ebene der Nebenachsen zeigt, so entstehen aus dem Didodekaeder zwei kongruente korrelate Dihexaeder, denn je zwei abwechselnde Seitenkanten s (oder s_1) müssen sich über eine zwischenliegende s_1 (oder s) stets unter Winkeln von 120° schneiden. Diese Dihexaeder unterscheiden sich in der allgemeinen Form in nichts von den beiden Arten von vollflächigen Dihexaedern, sie sind aber weder erster noch zweiter Stellung. Die Hauptachse geht zwar auch bei ihnen durch die beiden Endecken, aber die Nebenachsen gehen weder durch die Seitenecken, noch durch die Mitten der Seitenkanten (Dihexaeder 1. und 2. Stellung), sondern sie treffen die Seitenkanten in irgend einem anderen Punkt. Sie nehmen daher eine intermediäre Stellung ein und werden als *Dihexaeder* (hexagonale Bipyramiden) *der 3. Stellung* oder *der Zwischenstellung* oder auch als *Tritopyramiden* bezeichnet. Je zwei korrelate Tritopyramiden sind kongruent und werden als + und — von einander unterschieden. Sie sind spitzer oder stumpfer je nach der Gestalt des Didodekaeders, aus dem sie abgeleitet wurden. Hat letzteres den Ausdruck: ***mPn*** $(hk\bar{l}i)$, dann haben die zugehörigen beiden Dihexaeder 3. Stellung die Ausdrücke:

Fig. 165.

Fig. 166.

$$+\left[\frac{mPn}{2}\right]\pi(hk\bar{l}i) \text{ und } -\left[\frac{mPn}{2}\right]\pi(\bar{l}\bar{k}hi).$$

π ist nur das Zeichen der Hemiedrie und kann, wo kein Mißverständnis möglich ist, wegbleiben.

Betrachtet man nun die übrigen vollflächigen hexagonalen Gestalten als Spezialfälle des Didodekaeders (114), so sieht man leicht, daß außer den Didodekaedern nur die dihexagonalen Prismen noch neue Formen liefern, und zwar *hexagonale Prismen der dritten* oder *Zwischenstellung* (Tritoprismen), indem von den Flächen der dihexagonalen Prismen je die abwechselnden sich ausdehnen und verschwinden (Fig. 166, wo man sich die Prismenflächen nach den Geraden s und s_1 auf der Ebene der Nebenachsen (des Papiers) senkrecht, also parallel mit der Hauptachse zu denken hat). Alle anderen holoedrischen Formen ändern ihre Gestalt nach dem Gesetz dieser Hemiedrie nicht, sondern treten in Kombinationen dieser Hemiedrie mit ihrer ganzen Flächenzahl auf.

Das Hauptbeispiel für die pyramidale Hemiedrie des Hexagonalsystems bildet der *Apatit*, von welchem ein Krystall Fig. 167 abgebildet ist. Zwei Dihexaeder der einen Stellung x und z und zwei der anderen Stellung a und s sind vorhanden, dazu ein Prisma M von der ersteren und ein solches e von der anderen Stellung. Die Kanten M/s sind durch u abgestumpft, aber nur einseitig, oben und unten links von s; diese Flächen u, von denen je zwei sich, gehörig erweitert, in einer horizontalen Seitenkante schneiden würden, wie die Zonen $[ucu]$ zeigen, bilden miteinander ein Dihexaeder der dritten Stellung. Die Flächen c, welche einseitig die Kanten M/e abstumpfen, bilden ein hexagonales Prisma der dritten Stellung (vergl. die vollflächige Kombination des Beryll, Fig. 164).

Fig. 167.

Pyramidal-hemimorphe (hexagonal-pyramidale) Klasse.

120. Pyramidale Hemimorphie. Bei der Hemimorphie der pyramidalen Hemiedrie sind die Formen der letzteren (119) in der Richtung der Hauptachse c an deren beiden Enden verschieden geworden. Infolgedessen ist auch die Hauptsymmetrieebene nebst dem Symmetriecentrum verschwunden; als einziges Symmetrieelement ist nur die sechszählige Symmetrieachse parallel der Hauptachse c geblieben. Die Doppelpyramiden (Dihexaeder 1., 2. und 3. Stellung) teilen sich in je zwei korrelate einseitig offene einfache Pyramiden, deren Spitzen oben und unten auf der Hauptachse liegen und deren Ausdrücke sich nur durch das $+$ und $-$Vorzeichen der Ableitungszahl i für die Hauptachse unterscheiden. Aus dem Dihexaeder 1. Stellung $(h0\bar{h}i)$ entstehen also z. B. die beiden korrelaten Teilformen $(h0\bar{h}i)$ und $(h0\overline{hi})$ und entsprechend bei den übrigen Pyramiden. Die Basis zerfällt in ihre beiden Einzelflächen, nur die Prismen behalten ihre Gestalt und Stellung als solche 1., 2. und 3. Stellung bei.

Geht man von der vollflächig hexagonalen Klasse aus, so hat man es hier mit tetartoedrischen Formen zu tun. Die Didodekaeder mPn oder $(hk\bar{l}i)$ geben vier einfache Pyramiden 3. Stellung, zunächst eine $+$ und eine $-$ Tritopyramide (119) und aus beiden entsteht je eine obere und eine untere Hälfte. Danach erhält man, wenn o und u oben und unten bedeutet, die vier Ausdrücke:

$$o\,.+\left[\frac{mPn}{2}\right] \text{ oder } (hk\bar{l}i) \text{ und } o\,.-\left[\frac{mPn}{2}\right] \text{ oder } (l\bar{k}\bar{h}i);$$

$$u\,.+\left[\frac{mPn}{2}\right] \text{ oder } (hk\bar{l}\bar{i}) \text{ und } u\,.-\left[\frac{mPn}{2}\right] \text{ oder } (l\overline{khi}).$$

Die Ausdrücke für die aus den Dihexaedern 1. und 2. Stellung und aus der Basis abgeleiteten, einfachen hemimorphen Gestalten ergeben sich darnach von selbst.

Dem physikalischen Verhalten (Ätzfiguren) nach wird der *Nephelin* hierher gerechnet.

β) Dreigliedrige (trigonale) Klassen.

Hauptachse eine dreizählige Symmetrieachse. An Mineralien sind beobachtet die rhomboedrisch-hemiedrische, die rhomboedrisch-hemimorphe, die trapezoedrisch-tetartoedrische und die rhomboedrisch-tetartoedrische Klasse. Besonders wichtig ist die erste wegen ihres Vorkommens an dem Kalkspat und die dritte, zu welcher der so verbreitete Quarz gehört.

Rhomboedrisch-hemiedrische (ditrigonal-skalenoedrische) Klasse.

121. Rhomboedrische Hemiedrie. Nach dem Gesetz der rhomboedrischen Hemiedrie verhalten sich ähnlich wie bei der tetraedrischen Hemiedrie des regulären Systems (105) alle in einem Raumabschnitt, hier in einem von der Hauptachse *c* und zwei Nebenachsen *a* begrenzten Dodekanten, vorhandenen Flächen einander gleich und von denen der umliegenden Dodekanten verschieden. Setzt man diese Flächenverteilung rings um den Krystall herum konsequent fort, so ist jeder Dodekant von drei entgegengesetzt sich verhaltenden Dodekanten umgeben, wie dies in Fig. 169 für das Beispiel des Didodekaeders durch schraffierte und nicht schraffierte Flächen dargestellt ist. Jeder Dodekant mit schraffierten Flächen ist umgeben von drei Dodekanten mit nicht schraffierten, und umgekehrt.

Die Folge dieser Anordnung ist, daß die Hauptsymmetrieebene der vollflächigen Krystalle als solche wegfällt, und ebenso die drei abwechselnden, durch die Nebenachsen *a* gehenden Nebensymmetrieebenen, während die drei durch die Zwischenachsen bestimmten Nebensymmetrieebenen bleiben. Die sechszählige Hauptsymmetrieachse des Didodekaeders wird dreizählig, die drei den Nebenachsen *a* parallelen zweizähligen Symmetrieachsen ändern ihren Charakter nicht, aber die drei den Zwischenachsen parallelen Symmetrieachsen fallen weg. Das Symmetriecentrum bleibt, die rhomboedrische Hemiedrie ist eine parallelflächige. Die Flächenverteilung läßt auch erkennen, daß die korrelaten Formen nicht enantiomorph, sondern kongruent sind und durch Drehung um die Hauptachse *c* um 180° (resp. auch um 60° und 300°) zur Deckung gebracht werden können. Man unterscheidet sie als + und —.

Die rhomboedrisch-hemiedrische Klasse ist die wichtigste des hexagonalen Systems. Ihr gehören die allermeisten und zugleich mit die allerwichtigsten hexagonal krystallisierten Mineralien an, mehr als allen anderen hexagonalen Klassen zusammen. Als Hauptbeispiele sind der *Kalkspat* und die anderen rhomboedrischen Karbonate, der *Eisenglanz*, *Korund* etc. zu nennen.

122. Einfache Formen der rhomboedrischen Hemiedrie. Diese entstehen, wenn von den Flächen der holoedrischen Formen, die in den abwechselnden Dodekanten liegenden Flächen verschwinden und die übrigen sich ausdehnen, wie es die Flächenschraffierung in Fig. 169 für das *Didodekaeder* zeigt. Denkt man sich alle schraffierten Flächen ausgedehnt und gleichzeitig alle anderen verschwunden, und umgekehrt, so entstehen aus diesem zwei korrelate *Skalenoeder* (Fig. 168 und 170), begrenzt von je 12 unregelmäßigen Dreiecken, welche sich in sechs zickzackförmig schief auf- und absteigenden Seiten-, Mittel- oder Randkanten *S* (Fig. 168) und in 6 + 6 abwechselnd

gleichen End- oder Polkanten K und K_1 schneiden. Von diesen stoßen je 3 + 3 abwechselnd gleiche in jeder der zwei gleichen End- oder Polecken c zusammen, während sich in jeder der sechs gleichen Seiten-, Mittel- oder Randecken e, die abwechselnd höher und tiefer liegen, je zwei gleiche Seitenkanten S und je zwei ungleiche Endkanten K und K_1 treffen. An jedem Skalenoeder sind in der Normalstellung, wie sie durch die Beziehung zum Didodekaeder gegeben, und

Fig. 168. Fig. 169. Fig. 170.

wie sie in den Fig. 168 und 170 dargestellt ist, die Endkanten K nach derjenigen Richtung gekehrt, nach welcher die Endkanten K_1 des Gegenskalenoeders gehen und umgekehrt. Die Seitenkanten beider durchkreuzen sich in den Enden der Nebenachsen unter gewissen Winkeln, welche von den Indices des Didodekaeders abhängen. Beide Skalenoeder werden als + und — Skalenoeder unterschieden. Sie sind kongruent; das eine Skalenoeder kann durch eine Drehung um die Hauptachse um 180° (resp. auch um 60° und 300°) in die Stellung des anderen, des Gegenskalenoeders, gebracht werden. Die Hauptachse geht bei allen Skalenoedern durch die beiden Endecken c, ebenso die Nebenachsen durch die Mitte zweier gegenüberliegender Seitenkanten S, die Körper mögen + oder — sein. Hier kann man also die Nebenachsen nicht beliebig wählen, wie im vollflächigen System; sie sind hier ebenso bestimmt und fest gegeben, wie die Hauptachse. Das eine Skalenoeder wird nach der Millerschen Methode mit dem Ausdruck $\varrho(hk\bar{l}i)$ bezeichnet, wo $h > k$, das Gegenskalenoeder ist dann $\varrho(kh\bar{l}i)$.

Nach demselben Gesetz entstehen aus dem *Dihexaeder 1. Stellung* (Fig. 172) zwei korrelate *Rhomboeder* (Fig. 171 und 173), und zwar

Fig. 171. Fig. 172. Fig. 173.

ein + und ein — Rhomboeder, eines das Gegenrhomboeder des anderen. Sie sind in der idealen Gestalt von sechs Rhomben begrenzt, welche

sich in sechs gleichen End- oder Polkanten K, die durch die beiden Endecken c gehen, und in sechs gleichen zickzackförmig auf- und absteigenden Seiten-, Mittel- oder Randkanten S schneiden, welche durch die sechs gleichen Seiten-, Mittel- oder Randecken e gehen. Diese Seitenkanten verlaufen hier genau so wie bei den Skalenoedern, auch die Achsen gehen genau so wie dort durch die beiden Endecken und durch die Mitten von je zwei gegenüberliegenden Seitenkanten. Die Endkanten des einen Rhomboeders sind in der Normalstellung nach derselben Seite hin gerichtet, nach welcher die Flächen des Gegenrhomboeders gerichtet sind. Die Seitenkanten steigen in beiden in entgegengesetzten Richtungen auf und ab, wie bei den Skalenoedern. Rhomboeder und Gegenrhomboeder sind kongruent und können durch Drehung um die Hauptachse um 180° (resp. auch um 60° und 300°) zur Deckung gebracht werden. Rhomboeder wie Skalenoeder sind bald spitz, bald stumpf, je nachdem sie von der Hauptachse größere oder kleinere Stücke abschneiden. Beide sind parallelflächig. Der Ausdruck der beiden Rhomboeder nach Miller ist: $\varrho(h0\bar{h}i)$ und $\varrho(0h\bar{h}i)$. Das Hauptdihexaeder $(10\bar{1}1)$ zerfällt in die beiden Rhomboeder $\varrho(10\bar{1}1)$ und $\varrho(01\bar{1}1)$, von denen das eine das *Hauptrhomboeder* (primäres Rhomboeder), das andere das *Gegenrhomboeder* im engeren Sinne genannt wird. Die Achsen werden so angenommen, daß die + Rhomboeder an ihnen den Ausdruck $(h0\bar{h}i)$, resp. $(10\bar{1}1)$ erhalten.

Alle übrigen hexagonalen Formen geben nach diesem Gesetz keine neuen hemiedrischen Körper, sondern sie treten in den Kombinationen mit ihrer ganzen Flächenzahl auf, so namentlich die Dihexaeder 2. Stellung, die sich dadurch als solche ganz bestimmt charakterisieren und von denen 1. Stellung unterscheiden; ebenso die Prismen und die Basis. Für die Dihexaeder 2. Stellung zeigt das die Fig. 174. Die Hälfte jeder Fläche liegt in dem einen Dodekanten und verschwindet, die andere Hälfte im anstoßenden Dodekanten und dehnt sich aus, so daß sie die verschwundene Hälfte sofort wieder ersetzt.

Fig. 174.

Bei der rhomboedrischen Hemiedrie unterscheiden sich also die beiden Gruppen von Dihexaedern außer durch ihre Stellung an den Achsen auch noch dadurch wesentlich voneinander, daß bei der einen Gruppe ein Zerfallen in zwei Rhomboeder eintritt, bei der anderen nicht. Man könnte nun beliebig der einen oder anderen Gruppe die erste Stellung geben, je die andere hätte dann die 2. Stellung. Einem allgemein beobachteten Gebrauch gemäß erhalten stets die in zwei Rhomboeder zerfallenden Dihexaeder die 1. Stellung. Die Flächen aller Rhomboeder ohne Ausnahme, seien sie + oder —, haben daher an den Achsen die 1. Stellung, so daß sie zwei Nebenachsen in gleicher Entfernung schneiden und der dritten parallel gehen, entsprechend dem allgemeinen Ausdruck: $(h0\bar{h}i)$ resp. $(0h\bar{h}i)$. Unter dieser Voraussetzung ist auch das Gesetz der rhomboedrischen Hemiedrie in der obigen Form

ausgesprochen worden. Bei der entgegengesetzten Annahme, bei der die in zwei Rhomboeder zerfallenden Dihexaeder die 2. Stellung erhalten würden, müßte die Fassung des Gesetzes etwas anders sein und gleichzeitig würden sich auch die übrigen Verhältnisse entsprechend ändern. Eine selbstverständliche Folge obiger Annahme ist ferner, daß die Nebenachsen nun in ihrer Lage fest bestimmt sind und nicht mehr beliebig mit den Zwischenachsen vertauscht werden können, wie z. B. in der vollflächigen Klasse.

123. Naumanns Bezeichnung der rhomboedrischen Formen. Wegen der überwiegenden Wichtigkeit der rhomboedrischen Hemiedrie im Mineralreich und sonst (121) hat Naumann die einfachen Formen derselben nicht wie gewöhnlich bei hemiedrischen Körpern, z. B. mit $\frac{mPn}{2}$, bezeichnet, sondern er hat eine besondere auf ihre speziellen Verhältnisse gegründete Bezeichnungsweise eingeführt. Er gibt den beiden von dem Dihexaeder mP ableitbaren Rhomboedern das Zeichen mR und unterscheidet sie als $+ mR$ und $- mR$, also z. B., vom Hauptdihexaeder P abgeleitet, $+ R$ (Hauptrhomboeder) und $- R$ (Gegenrhomboeder), welche von den Achsen die Einheiten abschneiden. Dann ist:

$$+ mR = a_1 : \infty a_2 : -a_3 : mc = \varrho(m0\bar{m}1)$$
oder allgemein: $\varrho(h0\bar{h}i)$ und
$$- mR = -a_1 : \infty a_2 : a_3 : mc = \varrho(\bar{m}0m1) \text{ oder auch}$$
$$= \infty a_1 : a_2 : -a_3 : mc = \varrho(0m\bar{m}1)$$
oder allgemein: $\varrho(\bar{h}0hi)$ oder auch $\varrho(0h\bar{h}i)$.

Dabei dient ϱ nur dazu, anzudeuten, daß rhomboedrische Gestalten vorliegen; wo dies anderweitig unzweifelhaft bekannt ist, kann ϱ auch fortbleiben.

Zur Bezeichnung eines Skalenoeders denkt man sich in demselben ein Rhomboeder einbeschrieben, indem man durch je zwei zusammenstoßende Seitenkanten eine Ebene legt (Fig. 175). Die Seitenkanten dieses Rhomboeders fallen dann offenbar mit denen des Skalenoeders zusammen. Umgekehrt lassen sich an einem Rhomboeder unendlich viele Skalenoeder anbringen, die mit ihm die Seitenkanten gemein haben, indem man durch alle Seitenkanten Flächen legt, die von der Hauptachse größere Stücke abschneiden als die Rhomboederflächen. Jedes Skalenoeder läßt sich demnach aus dem eingeschriebenen Rhomboeder, das mit ihm die Seitenkanten gemein hat, ableiten, indem man angibt, ein wievielmal größeres Stück die Skalenoederflächen auf der Hauptachse abschneiden als die Flächen des Rhomboeders. Hat dieses den Ausdruck $\pm mR$, so schneidet seine Fläche das Stück mc von der Hauptachse ab; schneiden

Fig. 175.

dann die Flächen des Skalenoeders ein $n$mal größeres Stück ab, das also $= n(mc)$ ist, wo $n > 1$, so schreibt man das Zeichen des Skalenoeders: $\pm mRn$. Das Skalenoeder ist dadurch unzweideutig gegeben.

Dieses Zeichen ist nun ganz anders aufzufassen, als die übrigen Naumannschen Zeichen. Hier beziehen sich jetzt beide Zahlen m und n auf die Hauptachse. Die Schnitte auf den Nebenachsen lassen sich nur durch Rechnung aus m und n ermitteln und umgekehrt. Man hat dazu folgende Formeln:

Soll ein nach Naumann gegebenes Skalenoeder: mRn, für das also m und n bekannt ist, in den Indices $hk\bar{l}i$ ausgedrückt werden, wo $h > k$, d. h. sollen aus m und n die Indices h, k, l, i bestimmt werden, so erhält man:

$$h = n + 1,\ k = n - 1,\ l = 2n,\ i = \frac{2}{m}, \text{ und somit:}$$

$$mRn = \varrho\,(hk\bar{l}i) = \varrho\,(n + 1,\ n - 1,\ -2n,\ \frac{2}{m}), \text{ z. B.}$$

$$2R3 = \varrho\,(3 + 1,\ 3 - 1,\ -2 \,.\, 3,\ \frac{2}{2}) = \varrho\,(42\bar{6}1)$$

und das Gegenskalenoeder:

$$-2R3 = \varrho\,(24\bar{6}1) \text{ oder } \varrho\,(\bar{4}\bar{2}61).$$

Ist für das Skalenoeder umgekehrt der Ausdruck $\varrho\,(hk\bar{l}i)$ gegeben, wo $h > k$, und wird m und n aus h, k, l, i gesucht, so ist:

$$m = \frac{h-k}{i} \text{ und } n = \frac{h+k}{h-k}, \text{ somit:}$$

$$\varrho\,(hk\bar{l}i) = \frac{h-k}{i} R \frac{h+k}{h-k}, \text{ also z. B.:}$$

$$\varrho\,(42\bar{6}1) = \frac{4-2}{1} R \frac{4+2}{4-2} = 2R3.$$ Ebenso wäre das Gegenskalenoeder:

$$\varrho\,(24\bar{6}1) = -2R3.$$

124. Millersches Achsensystem für rhomboedrische Krystalle. Die rhomboedrischen Krystallformen werden nach dem Vorgang von *Miller* nicht selten auf ein anderes Achsensystem bezogen, das ihren speziellen Verhältnissen angepaßt ist und das man als das *Millersche Achsensystem* zu bezeichnen pflegt. Es besteht aus drei Achsen und ist also trimetrisch, dem aus vier Achsen bestehenden tetrametrischen Achsenkreuz der hexagonalen Krystalle gegenüber, das wir oben in der Weise von *Bravais* benützt haben. Die drei Millerschen Achsen erhält man, indem man von einem Rhomboeder, dem sog. Grundrhomboeder, als Grundform ausgeht und, ganz ähnlich wie im regulären System beim Würfel, durch dessen Mittelpunkt drei Richtungen legt, die den Kanten parallel gehen. Die drei Flächen des Rhomboeders sind dann die Achsenebenen oder Fundamentalflächen; zu ihnen gesellt sich als Einheitsfläche die Basis, die von den drei Achsenrichtungen drei gleiche Stücke abschneidet. Die drei Achsen sind also einander gleich, das Achsenverhältnis ist wie im regulären System $= a : a : a$. Aber man hat nicht wie im letzteren drei gleiche rechte, sondern drei gleiche schiefe Achsenwinkel β, übereinstimmend mit den Winkeln der Kanten des Grundrhomboeders. Die $+$ Richtungen der Achsen $(+ a)$ entsprechen denen von der unteren Endecke des Grundrhomboeders nach den drei umliegenden Seitenecken, die entgegengesetzten Richtungen sind $(- a)$ (Fig. 176).

Fig. 176.

Ein derartiges Achsensystem besitzt, wie die rhomboedrischen Krystalle, drei sich in der dreizähligen Symmetrieachse unter 60° schneidende Symmetrieebenen, und hat auch im übrigen genau dieselben Symmetrieverhältnisse. Wenn an ihm eine Fläche in ganz beliebiger Lage auftritt, so daß sie von allen drei Achsen ungleiche Stücke abschneidet, dann hat sie den allgemeinen Ausdruck:

$$\frac{a}{e} : \frac{a}{f} : \frac{a}{g} = efg,$$

wo die drei Indices e, f, g + oder — sein und bei besonderen Lagen der Flächen spezielle Werte, u. a. den Wert 0, annehmen können. Im allgemeinsten Fall müssen der Symmetrie entsprechend, neben der ersteren Fläche (efg) noch elf andere auftreten. Alle zwölf zusammen begrenzen den flächenreichsten rhomboedrisch-hemiedrischen Körper, ein Skalenoeder (efg). Für das korrelate Gegenskalenoeder gelten andere Indices $e_1 f_1 g_1$, die mit jenen nach folgenden Formeln zusammenhängen:

$$e_1 = -e + 2f + 2g;\ f_1 = 2e - f + 2g;\ g_1 = 2e + 2f - g.$$

Die Ausdrücke der einfachen rhomboedrischen Formen an den Millerschen Rhomboederachsen werden wir unten (125) kennen lernen. Hier sollen zunächst die Formeln angegeben werden, mittels deren man den für die *Millerschen* Achsen gültigen Flächenausdruck eines Skalenoeders (efg) in einen solchen für das *Bravaissche* Achsenkreuz $(hk\bar{l}i)$, oder in einen solchen nach *Naumann*, mRn, überführen kann und umgekehrt.

Es ist dabei immer vorausgesetzt, daß in allen Fällen dasselbe Rhomboeder als Grundform gilt.

1. Gegeben der Flächenausdruck (efg) für *Millersche* Achsen, wo $e > f > g$.

Gesucht:

a) der Ausdruck $(hk\bar{l}i)$ derselben Fläche für *Bravaissche* Achsen.

Es ist:

$$h = e - f;\ k = f - g;\ l = g - e;\ i = e + f + g,$$

also:

$$(efg) = (hk\bar{l}i) = (e - f,\ f - g,\ g - e,\ e + f + g);$$

z. B.: $(21\bar{2}) = (2 - 1,\ 1 + 2,\ -2 - 2,\ 2 + 1 - 2) = (13\bar{4}1)$

$(310) = (3 - 1,\ 1 - 0,\ 0 - 3,\ 3 + 1 + 0) = (21\bar{3}4)$;

b) der Ausdruck mRn derselben Fläche nach *Naumann*. Man findet:

$$m = \frac{e - 2f + g}{e + f + g};\ n = \frac{e - g}{e - 2f + g},$$

also:

$$(efg) = \pm mRn = \frac{e - 2f + g}{e + f + g} R \frac{e - g}{e - 2f + g}.$$

$$\text{z. B.: } (21\bar{2}) = \frac{2 - 2 - 2}{2 + 1 - 2} R \frac{2 + 2}{2 - 2 - 2} = -2R2$$

$$(310) = \frac{3 - 2 + 0}{3 + 1 + 0} R \frac{3 - 0}{3 - 2 + 0} = \frac{1}{4} R3.$$

Wenn das Skalenoeder ein negatives ist, werden die beiden Werte für m und n negativ; vor den Ausdruck wird dann — gesetzt.

2. Gegeben der Flächenausdruck $(hk\bar{l}i)$ für *Bravaissche* Achsen. Gesucht der Ausdruck (efg) derselben Fläche für *Millersche* Achsen.

Es ergibt sich:

$$e = h - l + i;\ f = k - h + i;\ g = l - k + i;\ \text{also:}$$

$$(hk\bar{l}i) = (efg) = (h - l + i,\ k - h + i,\ l - k + i)$$

z. B.: $(21\bar{3}1) = (2 + 3 + 1,\ 1 - 2 + 1,\ -3 - 1 + 1) = (60\bar{3}) = (20\bar{1})$

$(12\bar{3}1) = (1 + 3 + 1,\ 2 - 1 + 1,\ -3 - 2 + 1) = (52\bar{4})$.

3. Gegeben der Flächenausdruck mRn eines Skalenoeders nach *Naumann*. Gesucht der Ausdruck (efg) derselben Form, bezogen auf *Millersche* Achsen. Man hat erhalten:

α) für *positive* Skalenoeder $+mRn$:

$$e = 3mn + m + 2;\ f = -2(m-1);\ g = -3mn + m + 2;$$

also:

$$+mRn = (efg) = (3mn + m + 2,\ -2(m-1),\ -3mn + m + 2),$$

$$\text{z. B.: } \frac{2}{5}R5 = (3.\frac{2}{5}.5 + \frac{2}{5} + 2,\ -2(\frac{2}{5} - 1),\ -3.\frac{2}{5}.5 + \frac{2}{5} + 2)$$

$$= (\frac{42}{5}, \frac{6}{5}, -\frac{18}{5}) = (71\bar{3});$$

β) für *negative* Skalenoeder $-mRn$:

$$e = 3mn - m + 2;\ f = 2(m+1);\ g = -3mn - m + 2;$$

also:

$$-mRn = (efg) = (3mn - m + 2,\ 2(m+1),\ -3mn - m + 2);$$

$$\text{z. B.: } -2R\frac{3}{2} = 3.2.\frac{3}{2} - 2 + 2,\ 2(2+1),\ -3.2.\frac{3}{2} - 2 + 2)$$

$$= (96\bar{9}) = (32\bar{3}).$$

(Das Zeichen — vor mRn deutet nur die Gegenstellung an.)

In der folgenden Tabelle sind unter gleichzeitiger Berücksichtigung von (123) die Formeln für die Umwandlung der Ausdrücke der *Skalenoeder* nach *Naumann*, *Bravais* und *Miller* schematisch zusammengestellt:

	Naumann	*Bravais*	*Miller*
1.	$+mRn$	$n+1,\ n-1,\ -2n,\ \frac{2}{m}$	$3mn+m+2,\ -2(m-1),$ $-3mn+m+2$
	$-mRn$	$n-1,\ n+1,\ -2n,\ \frac{2}{m}$	$3mn-m+2,\ 2(m+1),$ $-3mn-m+2$
2.	$\frac{h-k}{i}\ R\ \frac{h+k}{h-k}$	$hk\bar{l}i$	$h-l+i,\ k-h+i,$ $l-k+i$
3.	$\frac{e-2f+g}{e+f+g}\ R\ \frac{e-g}{e-2f+g}$	$e-f, f-g, g-e, e+f+g$	efg

Dabei ist immer auf die + oder — Stellung der Skalenoeder Rücksicht zu nehmen.

Bei den anderen einfachen rhomboedrischen Formen geben die *Naumannschen* Symbole unmittelbar die Achsenschnitte und damit die *Bravaisschen* Ausdrücke, die dann nach der obigen Formel in die für die *Millerschen* trimetrischen Achsen umgewandelt werden können. Bei der Überführung von Bravaisschen Symbolen in Millersche und umgekehrt sind bei den anderen einfachen Formen als den Skalenoedern deren spezielle Indices in die obigen Formeln einzuführen.

125. Übersicht über die einfachen rhomboedrischen Formen. Die einfachen Formen der rhomboedrischen Hemiedrie sind nun die folgenden:

1. Skalenoeder:

a) positive: mRn oder $(hk\bar{l}i)$, $(h > k)$ oder (efg);

$$\text{z. B.: } \frac{1}{4} R3 = (21\bar{3}4) = (310).$$

b) negative: $-mRn$ oder $(kh\bar{l}i)$, $(h > k)$ oder (efg);

$$\text{z. B.: } -2R2 = (13\bar{4}1) = (21\bar{2}).$$

2. Dihexaeder (2. Stellung): $mP2$ oder $(h.h.\overline{2h}.i)$ oder (efg), $(2f = e + g)$;

$$\text{z. B.: } 4P2 = (22\bar{4}1) = (71\bar{5}).$$

3. Rhomboeder:

a) positive: $+mR$ oder $(h0\bar{h}i)$ oder: $(e\overline{gg})$ spitzer, resp. (egg) flacher als R $(10\bar{1}1)$, $(e > g)$;

$$\text{z. B.: } R = (10\bar{1}1) = (100).$$

$$2R = (20\bar{2}1) = (5\bar{1}\bar{1}); \ \frac{1}{2} R = (10\bar{1}2) = (411).$$

b) negative: $-mR$ oder $(0h\bar{h}i)$ oder $(ee\bar{g})$ spitzer, resp. (eeg) stumpfer als $-\frac{1}{2} R$ $(01\bar{1}2)$, $(e > g)$;

$$\text{z. B.: } -R = (01\bar{1}1) = (22\bar{1}); \ -\frac{1}{2} R = (01\bar{1}2) = (110);$$

$$-\frac{2}{3} R = (02\bar{2}3) = (55\bar{1}); \ -\frac{1}{5} R = (01\bar{1}5) = (221);$$

4. Dihexagonales Prisma: $\infty P2$ oder $(hk\bar{l}0)$ oder (efg), $(e + f + g = 0)$.

$$\text{z. B.: } \infty P\tfrac{3}{2} = (21\bar{3}0) = (5\bar{1}\bar{4}).$$

5. Hexagonales Prisma (1. Stellung): $\infty R = (10\bar{1}0) = (2\bar{1}\bar{1})$.

6. Hexagonales Prisma (2. Stellung): $\infty P2 = (11\bar{2}0) = (10\bar{1})$.

7. Basis: $0R = (0001) = (111)$.

Auch hier lassen sich alle flächenärmeren einfachen Formen (*2—7*) als spezielle Fälle der flächenreichsten, des Skalenoeders auffassen. Das Dihexaeder 2. Stellung ist dann ein Skalenoeder mit lauter gleichen Endkanten, dessen Seitenkanten nun alle in einer Ebene liegen. Das dihexagonale Prisma ist ein Skalenoeder mit unendlich großem Schnitt auf der Hauptachse, dessen Flächen und Kanten also dieser parallel geworden sind; je zwei in einer stumpfen Kante zusammenstoßende Flächen gehören abwechselnd zum oberen und zum unteren Ende des Krystalls. Beim Rhomboeder sind je zwei in einer stumpfen Endkante zusammenstoßende Flächen des Skalenoeders in eine zusammengefallen, die Endkante ist $= 180°$ geworden. Umgekehrt kann man sagen, das Skalenoeder ist ein Rhomboeder, dessen Flächen längs der schiefen Diagonale gebrochen sind und dadurch einen stumpfen Knick erhalten haben. Das hexagonale Prisma 1. Stellung ist ein Rhomboeder (+ oder —) mit unendlich fernem Schnitt auf der Hauptachse; die Flächen gehören abwechselnd zum oberen und zum unteren Ende. Das hexagonale Prisma 2. Stellung ist ein Dihexaeder 2. Stellung mit unendlich fernem Schnitt auf der Hauptachse. Die Basis ist ein Skalenoeder oder Rhomboeder, bei dem alle Endkanten $= 180°$ und daher alle um eine Endecke herumliegenden Flächen in eine Ebene zusammengefallen sind.

126. Vorzeichen der Rhomboeder und Skalenoeder. Je nachdem die an einem Achsensystem gleichzeitig auftretenden Rhomboeder und Skalenoeder + oder — sind, haben sie eine verschiedene Stellung zueinander, wie das in der Hauptsache schon aus den bisherigen Betrachtungen hervorgeht. Zwei Rhomboeder haben dasselbe Vorzeichen (sind beide + oder beide —), wenn ihre Flächen, resp. ihre Endkanten nach derselben Richtung hin gekehrt sind. Zwei Skalenoeder haben dasselbe Vorzeichen, wenn sie je ihre stumpfen, resp. ihre scharfen Endkanten nach derselben Richtung kehren; ihre Zickzackkanten steigen dann, wie bei zwei Rhomboedern mit demselben Vorzeichen in gleichem Sinne auf und ab. Wendet ein Rhomboeder seine Endkanten dahin, wohin ein anderes seine Flächen kehrt, so sind sie beide von verschiedenem Vorzeichen. Dasselbe ist der Fall bei zwei Skalenoedern, wenn die stumpfen Endkanten des einen nach der Seite der scharfen Endkanten des anderen liegen. Die Seitenkanten beider steigen dann in entgegengesetztem Sinne auf und ab. Kehrt ein Skalenoeder seine stumpfen Endkanten in die Richtung der Flächen, seine scharfen Endkanten in die Richtung der Endkanten eines Rhomboeders, so haben sie beide dasselbe Vorzeichen. Ist aber die Endkante des Rhomboeders in der Richtung der stumpfen Endkante des Skalenoeders, die Flächen des ersteren in der Richtung der scharfen Endkanten des letzteren gelegen, so sind beide Körper von verschiedenem Vorzeichen. Das Verhältnis der Seitenkanten beider ergibt sich aus dem Obigen. Diese Beziehungen gewinnen erst Bedeutung bei den rhomboedrischen Kombinationen, die wir nun zu betrachten haben.

127. Rhomboedrische Kombinationen. Die Basis *b* stumpft an den Skalenoedern und Rhomboedern die Endecken gerade ab (Fig. 177, wo, wie in Fig. 179, r_1 statt r' zu lesen ist) und schließt die Prismen oben und unten senkrecht zu deren Flächen und Kanten (Fig. 155 und 156). Ein Rhomboeder *r* spitzt an einem Rhomboeder *R* mit demselben Vorzeichen die Endecken von den Flächen aus dreiflächig zu, wobei *r* weniger steil ist, als *R* (Fig. 178). Wenn ein Rhomboeder r_1 mit einem solchen *r* von entgegengesetztem Vorzeichen in Kombination tritt, liegen seine Flächen an den Endkanten des letzteren und zwar ist das in dreierlei verschiedener Weise möglich. Entweder

Fig. 177. Fig. 178.

spitzen die Flächen von r_1 die Endecken von r von den Endkanten aus dreiflächig zu (Fig. 179, lies r_1 statt r'), wenn die Flächen von r_1 weniger steil sind, als die Endkanten von r. Oder das hinzutretende Rhomboeder stumpft die Seitenecken des anderen schief ab, wenn seine Flächen steiler stehen als die Endkanten des letzteren. Oder endlich die Flächen von r_1 stumpfen die Endkanten von r gerade ab, wenn sie ebenso gegen die Hauptachse geneigt sind, wie die Endkanten von r (Fig. 180). Das Rhomboeder, dessen Flächen die Endkanten eines anderen gerade abstumpfen, heißt das *nächste stumpfere* zu diesem; umgekehrt dieses letztere, dessen Endkanten von den Flächen des anderen gerade abgestumpft werden, das nächste *steilere, spitzere* oder *schärfere*; r_1 (Fig. 180) ist also das nächste stumpfere zu r, r das nächste steilere, schärfere oder spitzere zu r_1. Das nächste stumpfere Rhomboeder schneidet bei gleichen Schnitten auf den Nebenachsen von der Hauptachse ein halb so großes, das nächste spitzere Rhomboeder ein doppelt so großes Stück ab, als das Rhomboeder, zu dem sie gehören. Beide müssen das diesem entgegengesetzte Vorzeichen haben.

Fig. 179. Fig. 180. Fig. 181.

Geht man von dem Rhomboeder $+mR = (h0\bar{h}i)$, resp. von dem Gegenrhomboeder $-mR = (0h\bar{h}i)$ aus, dann ist:

Das zugehörige *nächste stumpfere* Rhomboeder:

$$-\frac{m}{2}R \text{ oder } 0.h.\bar{h}.2i \text{ (zu } +mR\text{), resp.}$$

$$+\frac{m}{2}R \text{ oder } h.0.\bar{h}.2i \text{ (zu } -mR\text{).}$$

Das zugehörige *nächste spitzere* Rhomboeder ist:

$$-2mR \text{ oder } (0.h.\bar{h}.\frac{i}{2}) = (0.2h.\overline{2h}.i) \text{ (zu } +mR\text{), resp.}$$

$$+2mR \text{ oder } (h.0.\bar{h}.\frac{i}{2}) = (2h.0.\overline{2h}.i) \text{ (zu } -mR\text{).}$$

Das *zweite stumpfere* Rhomboeder stumpft die Endkanten des nächsten stumpferen gerade ab und im gleichen Sinne spricht man von einem *dritten, vierten* etc. *stumpferen,* und ebenso auch von einem *zweiten, dritten* etc. *schärferen* Rhomboeder. Dabei ist jedesmal das nächstfolgende von anderem Vorzeichen als das ihm vorhergehende, während die abwechselnden Glieder einer solchen Reihe gleiche Vor-

zeichen haben. So ist in Fig. 181 $\frac{1}{2}r_1$ das nächste stumpfere, $2r_1$ das nächste schärfere Rhomboeder zu r. Geht man von $2r_1$ aus, so ist r das nächste, $\frac{1}{2}r_1$ das zweite stumpfere zu $2r_1$. Legt man $\frac{1}{2}r_1$ zu Grunde, so ist r das nächste, $2r_1$ das zweite spitzere Rhomboeder zu $\frac{1}{2}r_1$. Stets ist $2r_1$ und $\frac{1}{2}r_1$ von gleichem Vorzeichen, aber von entgegengesetztem Vorzeichen wie r. Daß r das nächste stumpfere Rhomboeder zu $2r_1$ ist, erkennt man daran, daß die zwei Kanten $r/2r_1$ zu beiden Seiten von r einander parallel sind, ganz ebenso wie die beiden Kanten $r/\frac{1}{2}r_1$ auf beiden Seiten von $\frac{1}{2}r_1$.

Nimmt man r als Grundform (Hauptrhomboeder) $R(10\bar{1}1)$ so wird, entsprechend den oben angegebenen Ausdrücken:

$$\frac{1}{2}r_1 = -\frac{1}{2}R(01\bar{1}2) \text{ und: } 2r_1 = -2R(02\bar{2}1).$$

Ist $2r_1$ die Grundform (Hauptrhomboeder, also: $2r_1 = R(10\bar{1}1)$, so erhält man:

$$r = -\frac{1}{2}R(01\bar{1}2);\ \frac{1}{2}r_1 = \frac{1}{4}R(10\bar{1}4).$$

Ist endlich $-\frac{1}{2}r_1$ die Grundform und $= R(10\bar{1}1)$, so ist:

$$r = -2R(02\bar{2}1);\ 2r_1 = 4R(40\bar{4}1),$$

wobei selbstverständlich das Achsenverhältnis jedesmal ein anderes ist. Derartige Reihen von spitzeren und stumpferen Rhomboedern kommen bei rhomboedrischen Krystallen nicht selten vor.

Das *erste hexagonale Prisma* P_1 stumpft an jedem Rhomboeder r_1 die Seitenecken (Fig. 182), das *zweite hexagonale Prisma* p_1 an jedem Rhomboeder die Seitenkanten gerade ab (Fig. 183 und 184). Umgekehrt sind die Flächen der Rhomboeder auf die Flächen des ersten Prismas P_1, resp. auf die Kanten des zweiten Prismas p_1 gerade aufgesetzt und zwar abwechselnd nach oben und nach unten. Es ist dabei ganz gleichgültig, ob die Rhomboeder + oder — sind,

Fig. 182. Fig. 183. Fig. 184.

da ja alle Rhomboeder die 1. Stellung an dem Achsensystem haben. Sind die Flächen des + Rhomboeders r auf die Kanten des zweiten Prismas abwechselnd nach unten und nach oben aufgesetzt (Fig. 184), so sind es die Flächen des — Rhomboeders r_1 in entgegengesetzter Weise auf den zwischenliegenden Kanten desselben Prismas (Fig. 183). Entsprechend verhält es sich bei dem Prisma der 1. Stellung.

Ganz analog ist die Kombination der beiden Prismen mit den Skalenoedern. Das erste Prisma stumpft die Seitenecken, das zweite Prisma die Seitenkanten der Skalenoeder ab, ganz gleichgültig, ob diese + oder — sind.

Ein Rhomboeder *r* spitzt die Endecken eines Skalenoeders *s* mit demselben Vorzeichen von den stumpfen Endkanten aus dreiflächig zu (Fig. 185). Wären die beiden Formen von entgegengesetztem Vorzeichen, dann würde diese Zuspitzung von den schärferen Endkanten aus geschehen. In anderer Weise kombiniert sich ein Skalenoeder *s* mit einem Rhomboeder *r*, indem es die Endkanten des letzteren zuschärft (Fig. 186). Liegt dabei die stumpfe Endkante *s/s* des Skalenoeders über der Fläche des Rhomboeders *r*, wie es in der Figur angenommen ist, so haben sie beide dasselbe Vorzeichen. Läge an dieser Stelle die schärfere Endkante *s/s*, dann wären beide Körper von verschiedenem Vorzeichen.

Fig. 185. Fig. 186. Fig. 187. Fig. 188.

In Fig. 187 stumpft das Rhomboeder r_1 die schärfere Endkante des Skalenoeders *s* ab; beide Formen sind dann von verschiedenem Vorzeichen. Wären die stumpferen Endkanten des Skalenoeders *s* abgestumpft, so würden die Abstumpfungsflächen wieder einem Rhomboeder, aber einem solchen mit demselben Vorzeichen wie das Skalenoeder angehören. In Fig. 188 ist eine kompliziertere rhomboedrische Kombination abgebildet. Die beiden Rhomboeder *R* und *r* kehren ihre Flächen nach der Richtung der stumpferen Endkanten der beiden Skalenoeder *S* und *s*, alle vier haben also dasselbe Vorzeichen; P_1 ist das erste Prisma, seine Flächen stumpfen die Seitenecken des Skalenoeders *s* ab, über den Flächen P_1 liegen die Flächen der Rhomboeder und die Endkanten der Skalenoeder. P_1 könnte der allgemeinen Lage nach auch ein Rhomboeder sein; als Prisma erweist es sich dadurch, daß nach der Untersuchung auf dem Goniometer alle sechs Flächen in einer Zone liegen und sich unter Winkeln von 120° schneiden.

Fig. 189.

An dem Fig. 189 abgebildeten Krystall sind zwei Rhomboeder von verschiedenem Vorzeichen *r* und r_1, letzteres das nächste stumpfere zu ersterem, wie man daran sieht, daß die Fläche r_1 von den zwei anliegenden *r* in zwei parallelen Kanten geschnitten wird; ferner zwei Skalenoeder von verschiedenem Vorzeichen *s* und s_1; *r* und *s* und ebenso r_1 und s_1 sind von demselben Vorzeichen. In einem

solchen Krystall sind alle Achsen der Richtung nach gegeben. Bei der weiteren krystallographischen Betrachtung pflegt man ein Rhomboeder als *Hauptrhomboeder* zu wählen, dem man damit den Ausdruck: $+R(10\bar{1}1)$ gibt und aus dessen Flächenwinkeln man das dieser Annahme entsprechende Achsenverhältnis $a:c$ berechnet. Ist hier r als Hauptrhomboeder gewählt, so ist $r_1 = -\frac{1}{2}R\,(01\bar{1}2)$ (127). Die Skalenoederausdrücke lassen sich dann aus Zonen oder den Neigungsverhältnissen ihrer Flächen berechnen. Jedenfalls ist aber: $s = +mRn\,(hk\bar{l}i)$ und $s_1 = -m'Rn'\,(k'h'\bar{l}'i')$. Man hätte aber ganz ebenso r_1 als Hauptrhomboeder mit dem Ausdruck: $R(10\bar{1}1)$ wählen können, dann wäre das Verhältnis $a:c$ ein anderes als vorher geworden; es wäre dann r das nächste schärfere Rhomboeder zu r_1 und $r = -2R$ $(02\bar{2}1)$ und die beiden Skalenoeder s und s_1 müßten ihre Vorzeichen vertauschen. Die Flächen p_1, welche die Seitenkanten der Skalenoeder s und s_1 abstumpfen, gehören unter allen Umständen dem Prisma 2. Stellung an.

Rhomboedrisch-hemimorphe (ditrigonal-pyramidale, hemimorph-hemiedrische) Klasse.

128. Hemimorphie der rhomboedrischen Hemiedrie. Manche rhomboedrischen Krystalle sind an den beiden Enden der Hauptachse verschieden ausgebildet. Es ist Hemimorphismus eingetreten, dessen Achse die Hauptachse ist (68). Am einen Ende der letzteren finden sich Flächen von anderer Lage und anderem Ausdruck, eventuell von anderer Beschaffenheit, als am anderen. Die parallelen Gegenflächen sind entweder weggefallen und durch andere ersetzt, oder voneinander verschieden geworden. Dadurch verschwinden die drei zur Hauptachse senkrechten zweizähligen Symmetrieachsen in der Richtung der Nebenachsen nebst dem Symmetriecentrum in den rhomboedrischen Krystallen und es bleiben bei den rhomboedrisch-hemimorphen als einzige Symmetrieelemente die dreizählige Hauptsymmetrieachse in der Richtung der Achse des Hemimorphismus sowie die drei Nebensymmetrieebenen parallel den Zwischenachsen übrig.

Die einzelnen einfachen rhomboedrischen Formen verhalten sich dabei folgendermaßen:

Aus den *Skalenoedern* $+mRn$ oder $(hk\bar{l}i)$ und $-mRn$ oder $(kh\bar{l}i)$ werden durch Wegfallen der oberen resp. unteren Hälfte der Flächen zwei kongruente korrelate dreifach symmetrische sechsseitige Pyramiden, deren Flächen sich wie beim Skalenoeder in $3+3$ abwechselnd gleichen spitzeren und stumpferen Endkanten schneiden. Sie sind nach unten resp. oben offen und ihre Spitzen liegen auf dem oberen positiven resp. dem unteren negativen Aste der Hauptachse c. Da-

nach erhalten sie, wenn o und u die Lage oben und unten an der Hauptachse andeuten, die Ausdrücke:

$$o. + mRn \text{ oder } (hk\bar{l}i) \text{ und } u. + mRn \text{ oder } (kh\bar{l}\bar{i})$$
$$o. - mRn \text{ oder } (kh\bar{l}i) \text{ und } u. - mRn \text{ oder } (hk\bar{l}\bar{i}).$$

Ganz entsprechend entstehen aus jedem *Dihexaeder 2. Stellung* $mP2$ oder $(h . h . \overline{2h} . i)$ zwei nach unten resp. oben offene sechsseitige Pyramiden mit lauter gleichen Endkanten und mit den Ausdrücken:

$$o . mP2 \text{ oder } (h . h . \overline{2h} . i) \text{ und } u . mP2 \text{ oder } (h . h . \overline{2h} . \bar{i}).$$

Die *Rhomboeder* $+ mR$ oder $(h0\bar{h}i)$ und $- mR$ oder $(0h\bar{h}i)$ geben zwei korrelate gleichseitig-dreieckige Pyramiden mit drei gleichen Endkanten, die ihre Spitzen nach oben resp. nach unten kehren. Ihre Ausdrücke sind:

$$o. + mR \text{ oder } (h0\bar{h}i) \text{ und } u. + mR \text{ oder } (\bar{h}0h\bar{i}) \text{ und}$$
$$o. - mR \text{ oder } (0h\bar{h}i) \text{ und } u. - mR \text{ oder } (0\bar{h}h\bar{i}).$$

Die *Basis* $0R$ zerfällt in zwei einzelne Flächen $o . 0R = (0001)$ und $u . 0R = (000\bar{1})$.

Die *zwölfseitigen Prismen* ∞Pn oder $(hk\bar{l}0)$ sind, wie wir gesehen haben, zu betrachten als Skalenoeder, deren Flächen die Hauptachse im Unendlichen schneiden (125). Je zwei in einer stumpferen Kante aneinander liegende Flächen gehören abwechselnd zu dem einen und dem anderen Ende. Beim Eintritt der Hemimorphie werden diese beiden Flächenhälften verschieden und das zwölfseitige Prisma zerfällt in zwei korrelate dreifach symmetrische sechsseitige Prismen mit sechs abwechselnd gleichen schärferen und stumpferen Kanten. Es werden aus dem zwölfseitigen Prisma ∞Pn oder $(hk\bar{l}0)$ zwei symmetrisch-sechsseitige, von denen das eine zu dem oberen, das andere zu dem unteren Ende zu rechnen ist. Beim Hemimorphismus ist meist nur das eine ausgebildet, das andere mit den zu dem einen Pol gehörigen Flächen verschwunden.

Ganz analog ist das *hexagonale Prisma 1. Stellung* $\infty R = (10\bar{1}0)$ als ein Rhomboeder mit unendlich langem Schnitt auf der Hauptachse zu betrachten; seine Flächen gehören abwechselnd zu dem einen und zu dem anderen Ende. Das sechsseitige Prisma der 1. Stellung $\infty R\,(10\bar{1}0)$ zerfällt also bei der Hemimorphie in zwei regulär dreiseitige, von denen meist nur eines ausgebildet ist.

Das *hexagonale Prisma 2. Stellung*, $\infty P2$ oder $(h . h . \overline{2h} . 0)$, das als ein Dihexaeder 2. Stellung mit unendlich großem Schnitt auf der Hauptachse anzusehen ist, bleibt allein in seiner Form erhalten und tritt mit seiner vollen Flächenzahl in die rhomboedrisch-hemimorphen Kombinationen ein.

Eine solche Kombination bildet der *Turmalin*-Krystall (Fig. 190). Er ist an beiden Enden verschieden, jedes Ende zeigt für sich rhomboedrisch-hemiedrische

Ausbildung. An beiden Enden ist dasselbe Rhomboeder P, wie man durch die Gleichheit der Winkel mittels des Goniometers konstatieren kann. Aber die Flächen P^1 oben sind anders beschaffen als die Flächen P_1 unten, es ist in seine beiden Hälften zerfallen. Hat es den Ausdruck $R(10\bar{1}1)$, so sind die beiden Hälften: P^1 (oben): $o.R(10\bar{1}1)$ und P_1 (unten): $u.R(\bar{1}01\bar{1})$.

Zu P^1 tritt oben die Hälfte des nächsten spitzeren Rhomboeders: $0 = o. -2R(02\bar{2}1)$ und zu P_1 unten die Hälfte des nächsten stumpferen Rhomboeders: $n = u. -\frac{1}{2}R(0\bar{1}1\bar{2})$. Das Prisma der 1. Stellung $l = -\infty R(10\bar{1}0)$ ist nur mit drei Flächen vorhanden, die ein regulär dreiseitiges Prisma bilden; auf seine Flächen und Kanten sind die Rhomboederflächen nach oben und unten gerade aufgesetzt. Das Prisma s, das die Kanten des dreiseitigen Prismas l zuschärft, könnte der allgemeinen Flächenlage nach ein symmetrisch sechsseitiges Prisma, die Hälfte eines zwölfseitigen, sein, oder aber das Prisma der 2. Stellung $\infty P2 = (h.h.\overline{2h}.0)$. Im ersten Falle wären nur die abwechselnden Kanten gleich, aber die, in denen die Flächen s direkt zusammenstoßen, verschieden von denen, in welchen sie sich über die Flächen l hinweg schneiden würden. Im zweiten Falle wären alle diese sechs Kanten einander gleich und $= 120^0$. Die Messung mit dem Goniometer zeigt, daß das letztere zutrifft; s ist also das Prisma der 2. Stellung. l und s zusammen bilden ein neunseitiges Prisma, das an vielen Turmalinkrystallen zu beobachten ist.

Fig. 190.

Es sei noch bemerkt, daß die Formen der hier vorliegenden Klasse auch aus denen anderer hemiedrischen Klassen mit dreizähliger Hauptsymmetrieachse abgeleitet werden können, z. B. aus denen der trigonalen Hemiedrie (81). Die Ableitung aus der rhomboedrischen Hemiedrie erscheint aber am natürlichsten und anschaulichsten.

Trapezoedrisch-tetartoedrische (trigonal-trapezoedrische) Klasse.

129. Trapezoedrische Tetartoedrie. Bei der trapezoedrischen Tetartoedrie kann man von den Skalenoedern ausgehen. Es verhalten sich je zwei in einer Seitenkante des Skalenoeders zusammenstoßende Flächen einander gleich und von den in den anliegenden Seitenkanten zusammenstoßenden verschieden, wie es Fig. 191 zeigt. Infolge dieser Flächengruppierung geht das Symmetriecentrum des Skalenoeders verloren, da zu jeder Fläche die parallele Gegenfläche wegfällt. Ebenso verschwinden die drei vertikalen Symmetrieebenen. Erhalten bleiben dagegen die drei horizontalen zweizähligen Symmetrieachsen parallel den Nebenachsen und die dreizählige vertikale Symmetrieachse parallel der Hauptachse.

Aus jedem *Skalenoeder* entstehen durch Verschwinden der Hälfte der Flächen zwei korrelate *Trapezoeder*, begrenzt von sechs ungleichseitigen Vierecken. Diese schneiden sich in sechs gleichen Endkanten und in $3 + 3$ abwechselnd gleichen Seitenkanten, die bei beiden in entgegengesetzter Richtung zickzackförmig auf- und absteigen. Die beiden von einem Skalenoeder $+mRn$

(Fig. 191) abgeleiteten Trapezoeder (Fig. 192[a] und 192[b]) sind enantiomorph, sie verhalten sich wie die rechte und die linke Hand und werden daher als rechte und linke (*r* und *l*) unterschieden. Das Gegenskalenoeder — *mRn* liefert aber ebenfalls zwei als *r* und *l* voneinander zu unterscheidende enantiomorphe Trapezoeder, welche wie die vorigen nicht miteinander zur Deckung gebracht werden können. Dagegen ist das rechte resp. linke Trapezoeder des einen Skalenoeders kongruent dem entsprechenden rechten resp. linken des Gegenskalenoeders und kann mit diesem durch eine Drehung um die Hauptachse zur Deckung gebracht werden. Die vier korrelaten Trapezoeder, welche ein Didodekaeder *mPn* liefert, werden in folgender Weise bezeichnet:

Fig. 192 a. Fig. 191. Fig. 192 b.

1. $+r.\frac{mPn}{4}$ oder $\varrho\varkappa\ (hk\bar{l}\bar{i})$
2. $+l.\frac{mPn}{4}$ oder $\varrho\varkappa\ (\bar{i}\bar{k}\bar{h}i)$

aus dem + Skalenoeder + *mRn* abgeleitet (beide enantiomorph).

3. $-r.\frac{mPn}{4}$ oder $\varrho\varkappa\ (l\bar{h}\bar{k}i)$
4. $-l.\frac{mPn}{4}$ oder $\varrho\varkappa\ (h\bar{l}ki)$

aus dem — Skalenoeder — *mRn* abgeleitet (beide enantiomorph).

1 und 3, sowie 2 und 4 sind kongruent. $\varrho\varkappa$ dient nur zur Bezeichnung der Tetartoedrie; ist diese anderweitig genügend angedeutet, so kann $\varrho\varkappa$ wegbleiben.

Die *Dihexaeder 2. Stellung* $mP2 = (h.h.\overline{2h}.i)$ z. B. $2P2$ $(11\bar{2}1)$ geben zwei korrelate *Trigonoeder* (trigonale Pyramiden) (Fig. 193): $r\frac{2P2}{4} = \varrho\varkappa\ (11\bar{2}1)$ und $l.\frac{2P2}{4} = \varrho\varkappa\ (\bar{1}\bar{1}21)$. Die *dihexagonalen Prismen* geben zwei *symmetrisch sechsseitige Prismen* und die *hexagonalen Prismen 2. Stellung* geben zwei reguläre *dreiseitige Prismen*. Auch sie sind als rechts und links zu unterscheiden. Die speziellen Verhältnisse folgen leicht aus dem für das Trapezoeder und Trigonoeder angeführten, indem man die Prismen als spezielle Fälle der Skalenoeder und Rhomboeder betrachtet (128). Alle anderen rhomboedrischen Formen, die *Rhomboeder*, das *Prisma 1. Stellung* und die *Basis* bleiben unverändert.

Fig. 193.

Das Hauptbeispiel für die trapezoedrische Tetartoedrie ist der *Quarz*. Er zeigt fast stets (Fig. 194) ein Rhomboeder *P* und das Gegenrhomboeder *z*, welche zu-

sammen der Form nach ein Dihexaeder 1. Stellung, aber mit abwechselnd physikalisch verschiedenen Flächen (Dirhomboeder) bilden. Die Seitenkanten desselben werden durch die stark horizontal gestreiften Flächen des hexagonalen Prismas 1. Stellung *r* gerade abgestumpft. Auf die abwechselnden Prismenkanten sind oben und unten die rhombisch gestalteten Flächen *s* eines Trigonoeders, die sog. Rhombenflächen, gerade aufgesetzt. Wäre der Krystall rhomboedrisch, so müssten die anderen drei Prismenkanten ebenfalls oben und unten solche Flächen s_1 tragen, wie die dünn gezeichneten Linien zeigen; diese würden die dick gezeichneten, faktisch vorhandenen Flächen *s* zu einem Dihexaeder 2. Stellung ergänzen. So aber sind nur die bei gehöriger Erweiterung in einer horizontalen Seitenkante des Dihexaeders zusammenstoßenden dickgezeichneten Flächen *s* vorhanden, die dünngezeichneten, die in den anliegenden Seitenkanten zusammenstoßen würden, fehlen, entsprechend dem Gesetz der trapezoedrischen Tetartoedrie. Außerdem sind die Kanten *s*/*r* noch durch die sog. Trapezflächen x abgestumpft, welche ebenfalls nur an den abwechselnden Kanten des Prismas *r* oben sowohl als unten liegen, jedoch oben und unten auf verschiedenen Seiten der Kanten *r*/*r*. Die Flächen x bilden ein Trapezoeder, welches von den an den anderen Prismenkanten *r*/*r* dünn gezeichneten entsprechend liegenden Flächen x_1 zu einem Skalenoeder ergänzt werden würde, wenn der Krystall rhomboedrisch ausgebildet wäre. Die Flächen x_1 fehlen infolge der Tetartoedrie, aber sie liegen offenbar so, daß sie zwei in einer Seitenkante zusammenstoßende Skalenoederflächen wären, ebenso auch die beiden wirklich vorhandenen Flächen x. Die hier dick ausgezeichneten Flächen *s* und x liegen am oberen Ende des Prismas rechts von der Prismenfläche *r*, wenn die Hauptrhomboederfläche P dem Beschauer zugekehrt ist. Sie sind die rechten Trapez- und Rhombenflächen und begrenzen ein rechtes Trapezoeder resp. Trigonoeder; ein Krystall, der sie trägt, heißt ein *rechter* Krystall. Wären statt der dick gezeichneten die dünn gezeichneten Flächen *s* und x ausgebildet, so wäre der Krystall ein *linker*. Diese Flächen liegen ja im Gegensatz zu den anderen links und begrenzen das zum gleichen Skalenoeder resp. Dihexaeder zweiter Stellung gehörige linke Trapezoeder resp. Trigonoeder. Diese Flächenlage steht mit der Erscheinung der Cirkularpolarisation (247) im Zusammenhang: die rechten (linken) Quarze drehen die Polarisationsebene stets nach rechts (links).

Fig. 194.

Rhomboedrisch-tetartoedrische (rhomboedrische) Klasse.

130. Rhomboedrische Tetartoedrie. Auch hier kann man vom Skalenoeder ausgehen. An einem solchen werden die abwechselnden Flächen verschieden in der Weise, daß eine nach oben gerichtete Fläche an einer Seitenkante sich mit der nach unten gerichteten Fläche an der nächstfolgenden Seitenkante gleich verhält etc. (Fig. 195). Dabei bleibt die vertikale dreizählige Symmetrieachse und das Symmetriecentrum erhalten, alle übrigen Symmetrieelemente des Skalenoeders fallen weg.

Verschwindet je die eine Hälfte der Flächen des *Skalenoeders* unter gleichzeitiger Ausdehnung der anderen, so entstehen zwei korrelate kongruente Rhomboeder, die in der Gestalt in nichts von

Fig. 195. Fig. 196.

den Rhomboedern der rhomboedrischen Hemiedrie abweichen. Die Nebenachsen gehen hier aber nicht durch die Mitten zweier gegenüberliegender Seitenkanten, diese Rhomboeder haben also nicht die Stellung der + oder — Rhomboeder der rhomboedrischen Hemiedrie, sondern sie nehmen eine intermediäre Lage zwischen beiden ein und werden als *Rhomboeder der 3. Stellung* oder *der Zwischenstellung* von jenen unterschieden. Aus dem Skalenoeder $+mRn$ oder $(hk\bar{l}i)$ werden die beiden Rhomboeder der Zwischenstellung: $(hk\bar{l}i)$ und $(\bar{l}k\bar{h}i)$ und aus $-mRn$ oder $(kh\bar{l}i)$ die beiden Rhomboeder: $(kh\bar{l}i)$ und $(\bar{k}l\bar{h}i)$. Zwei *Rhomboeder der zweiten Stellung* entstehen hier aus den Dihexaedern der 2. Stellung. Die aus $mP2$ oder $(h.h.\overline{2h}.i)$ abgeleiteten beiden Rhomboeder haben die Ausdrücke: $(h.h.\overline{2h}.i)$ und $(2h.\bar{h}.\bar{h}.i)$. Jedes *dihexagonale Prisma* liefert zwei hexagonale Prismen der 3. oder Zwischenstellung zwischen dem der 1. und der 2. Stellung, mit denen sie in der Form übereinstimmen. Die übrigen Formen der rhomboedrischen Hemiedrie ändern ihre Gestalt nicht.

Ein Beispiel dieser Tetartoedrie gibt der *Dioptas* (Fig. 196). r bildet ein Rhomboeder, dessen Flächen auf die Kanten des Prismas der 2. Stellung m gerade aufgesetzt sind, wie die Messung der Winkel ergibt. Die Kanten m/r sind nicht alle, sondern nur abwechselnd oben und unten abgestumpft durch die Flächen s, die entsprechend dem Gesetz der rhomboedrischen Tetartoedrie so liegen wie die schraffierten Flächen in Fig. 195. Sie gehören also einem Rhomboeder der Zwischenstellung an.

3. Quadratisches System.

(Viergliedriges oder tetragonales System.)

Das quadratische System umfaßt alle diejenigen Krystallklassen, deren Formen sich auf drei zueinander senkrechte Achsen beziehen lassen, von denen zwei (a) gleich und von der dritten (c) verschieden sind. Man hat also das Achsenschema:

$$a:a:c;\ \measuredangle\, a/a = \measuredangle\, a/c = 90^\circ.$$

131. Achsen des quadratischen Systems. Die beiden gleichen Achsen a heißen auch hier die *Nebenachsen*, die von ihnen verschiedene dritte c die *Hauptachse*. c ist bald größer, bald kleiner als a. In dem Achsensystem ist eine einzige unbekannte Größe, das Achsenverhältnis, $a:c$ enthalten. Aus einem einzigen gemessenen Flächenwinkel folgt die Achse c, wenn $a=1$ gesetzt wird (resp. a, wenn $c=1$). Es ist eine große Ähnlichkeit mit dem hexagonalen System vorhanden, das ebenfalls eine Hauptachse hat. Die hexagonalen Krystalle zeigen aber eine Anordnung nach der Sechszahl (resp. nach der Dreizahl), die quadratischen dagegen nach der Vierzahl. Auch in dem quadratischen System werden die den Winkel zwischen zwei Nebenachsen halbierenden Richtungen b als *Zwischenachsen* bezeichnet. Man kann hier gleichfalls diese beiden Richtungen vertauschen und die Zwischenachsen als Nebenachsen wählen. Nur werden dann das Achsenverhältnis $a:c$ und die Ausdrücke der Flächen andere. Durch die drei Achsen werden acht gleiche Oktanten bestimmt. Die Haupt-

achse c wird stets aufrecht, eine der Nebenachsen a auf den Beschauer zulaufend gedacht. Die andere Nebenachse geht dann quer von rechts nach links.

Quadratisch-vollflächige (ditetragonal-bipyramidale) Klasse.

$2+2+1$ Symmetrieebenen. Die eine sog. *Hauptsymmetrieebene* ist senkrecht zur Hauptachse c, also der Ebene der Nebenachsen a und der Zwischenachsen b parallel. Die anderen, die $2+2$ *Nebensymmetrieebenen* gehen alle durch die Hauptachse c und durch je eine Nebenachse a resp. Zwischenachse b (Neben- und Zwischensymmetrieebenen). Von den $2+2+1$ Symmetrieachsen ist eine vierzählige parallel der Hauptachse c die *Hauptsymmetrieachse*; die anderen $2+2$, die *Nebensymmetrieachsen*, sind sämtlich zweizählig und parallel den Nebenachsen a resp. den Zwischenachsen b (Neben- und Zwischensymmetrieachsen). *Symmetriecentrum* vorhanden. Die Hauptsymmetrieebene und zwei zusammengehörige aufeinander senkrechte Nebensymmetrieebenen bilden die Fundamentalflächen des Achsensystems.

132. Einfache Formen. *1. Dioktaeder* (Vierkantner, ditetragonale Pyramide oder Bipyramide). Die Flächen schneiden die drei Achsen ungleich: $\frac{a}{h}:\frac{a}{k}:\frac{c}{l}=(hkl)$; in jedem Oktanten sind zwei Flächen, also im ganzen 16, welche eine doppelt achtseitige Pyramide bilden (Fig. 197) (88, 89, 90). Durch die zwei Endecken (Polecken) c geht die Hauptachse; je die vier abwechselnd einander gleichen Seitenecken (Mittel- oder Randecken) a oder b geben die Neben- resp. Zwischenachsen. Alle acht Seitenkanten (Mittelkanten, Randkanten) S sind einander gleich, aber nur die abwechselnden End- (Pol-) kanten K und K'. Die Flächen der idealen Form sind unregelmäßige Dreiecke. Die Seitenkanten bilden ein symmetrisches Achteck; ein reguläres Achteck ist unmöglich, da es auf irrationale Indices führen würde.

Fig. 197.

Diese Körper sind teils hoch und spitz, teils niedrig und flach; ihre Gestalt hängt von den Flächenwinkeln ab, welche mit den Indices in mathematischer Beziehung stehen und sich aus ihnen berechnen lassen, und umgekehrt.

Dioktaeder sind bisher nur in Kombinationen, noch nie selbständig beobachtet worden. Die flächenärmeren übrigen Formen können als Spezialfälle des Dioktaeders aufgefasst werden (vergl. (102) und (114)).

2. Achtseitiges (ditetragonales) Prisma. Diese Prismen sind gewissermaßen Dioktaeder mit unendlich großer Hauptachse, deren Flächen und Kanten also der Hauptachse parallel gehen und von den Nebenachsen verschieden große Stücke abschneiden. Sie haben

somit den Ausdruck: $\frac{a}{h} : \frac{a}{k} : \infty c = (hk0)$ (Fig. 198). Die auf der Ebene der Nebenachsen senkrechten Flächen schneiden die Ebene der Nebenachsen in derselben Figur, welche die Seitenkanten S des Dioktaeders machen, einem symmetrischen Achteck, dessen Winkel, die Winkel der Prismenflächen, sich mit den Indices h und k ändern.

Fig. 198.

Ein reguläres Achteck kann auch hier nie entstehen, weil es gleichfalls ein irrationales Verhältnis der Abschnitte auf den beiden Nebenachsen a ergeben würde.

3. Oktaeder 1. Stellung (Protopyramide, tetragonale Bipyramide 1. Stellung). Die Flächen schneiden beide Nebenachsen gleich; sie sind: $\frac{a}{h} : \frac{a}{h} : \frac{c}{l} = (hhl)$. Acht kongruente, gleichschenkliche Dreiecke bilden in der Idealform eine auf der Ebene der Nebenachsen aufgesetzte Doppelpyramide mit zwei Endecken (Polecken) c, durch welche die Hauptachse geht, und vier gleichen Seitenecken (Mittel- oder Randecken) a, durch welche die Nebenachsen gehen (Fig. 199). Die Hauptachse ist entweder länger oder kürzer als die Nebenachsen. Die vier Seitenkanten (Mittel- oder Randkanten) aa sind alle gleich, ebenso die acht Endkanten (Polkanten) ac. Die vier Seitenkanten aa bilden in der idealen Form ein Quadrat.

Alle Oktaeder 1. Stellung können als Dioktaeder angesehen werden, in denen die Endkanten $K_1 = 180°$ sind, in denen also je die beiden in K_1 aneinander stoßenden Flächen in ein Niveau fallen. Analog ist es bei den anderen einfachen quadratischen Formen. Diesen Winkeländerungen entsprechend ändern sich dann auch die Flächenausdrücke.

4. Oktaeder 2. Stellung (Deuteropyramide, tetragonale Bipyramide 2. Stellung). Deren Flächen gehen einer Nebenachse parallel und haben daher den Ausdruck: $\frac{a}{h} : \infty a : \frac{c}{l} = (h0l)$. Es entsteht dadurch ein Körper, der in jeder Beziehung dem vorigen in den allgemeinen

Fig. 199. Fig. 201. Fig. 200. Fig. 202.

Gestaltungsverhältnissen gleich ist, und sich von ihm nur durch die Lage an den Achsen unterscheidet. Hier gehen die Nebenachsen a durch die Mitten zweier Seitenkanten, die Hauptachse aber ebenfalls

durch die beiden Endecken c (Fig. 200). Durch Drehung um 45° um die Hauptachse c wird ein Oktaeder 2. Stellung in die 1. Stellung gebracht und umgekehrt.

5. *Quadratisches Prisma 1. Stellung* (Protoprisma). Seine Flächen gehen der Achse c parallel und schneiden die beiden Achsen a gleich. Der Ausdruck ist also: $a : a : \infty c = (110)$. Es sind gewissermaßen Quadratoktaeder 1. Stellung, deren Flächen die Achse c im Unendlichen schneiden. Die auf der Ebene der Nebenachsen senkrechten Flächen stehen auch senkrecht aufeinander, also ist der ideale Querschnitt ein Quadrat (Fig. 201). Die Nebenachsen a schneiden die Kanten senkrecht.

6. *Quadratisches Prisma 2. Stellung* (Deuteroprisma). Ist der Gestalt nach gleich dem Prisma 1. Stellung und verhält sich zum Oktaeder 2. Stellung wie das Prisma 1. Stellung zum Oktaeder 1. Stellung. Die Flächen schneiden eine Nebenachse und sind der anderen Nebenachse und der Hauptachse parallel; der Ausdruck ist also: $a : \infty a : \infty c = (100)$. Die Nebenachsen a stehen auf den Flächen senkrecht (Fig. 202).

Der Unterschied zwischen den Oktaedern resp. Prismen beider Stellungen tritt nur hervor, wenn verschieden gestellte Körper dieser Art am nämlichen Krystall kombiniert sind. Man hat die Wahl, welche Stellung man als die erste bezeichnen will; es folgt dann daraus die Lage der Neben- resp. Zwischenachsen, welche, wenn man die andere Stellung als die erste wählt, sich vertauschen. Sind an einem Krystall nur Formen einer Stellung, so sind dieselben an sich weder erster noch zweiter Stellung; sie werden es erst, wenn man die Nebenachsen in der einen oder anderen Weise wählt. Die Hauptachse hat immer dieselbe Richtung und ist den Prismenkanten parallel.

7. *Basis* (basisches Pinakoid, Geradendfläche). Ein Flächenpaar senkrecht zur Hauptachse: $\infty a : \infty a : c = (001)$; genau wie im hexagonalen System (Fig. 203 und 210).

Eine andere Lage und andere Ausdrücke von Flächen am quadratischen Achsenkreuz, also andere einfache Formen dieses Systems als obige 7, sind nicht möglich. Sie entsprechen Nummer für Nummer den analogen hexagonalen Formen (114) und alle allgemeinen Verhältnisse, welche dort auseinandergesetzt wurden, gelten mut. mut. auch hier.

133. Naumannsche Bezeichnung und Übersicht. Für die Bezeichnung der Formen nach der Naumannschen Methode geht man auch hier von dem Oktaeder 1. Stellung aus, das von allen Achsen die Achseneinheiten abschneidet, dem *Hauptoktaeder* oder der *Grundform* (Grundpyramide oder primäre Pyramide). Man kann dasselbe aus den sämtlichen am Krystall möglichen Oktaedern beliebig auswählen. Dasselbe hat den Ausdruck: $a : a : c = (111)$ und wird mit P bezeichnet. Man kann nun wieder alle anderen quadratischen Formen daraus ableiten, indem man eine seiner Flächen im Endpunkt einer

Nebenachse a festhält, so daß diese eine Nebenachse stets in der Entfernung a vom Mittelpunkt geschnitten wird. Dann denkt man sich die Fläche gedreht, bis sie die gewünschte Lage hat, in der sie die Achse c und die andere Achse a im allgemeinen mit den Ableitungszahlen m (für c) und n (für a) schneidet, von denen man stets m vor und n hinter P setzt. Die Fläche begrenzt dann mit den nach der Symmetrie noch außerdem erforderlichen Flächen die einfache Krystallform $mPn = a : na : mc$, wo das auf die zweite Nebenachse a bezügliche n beliebig groß, jedoch nie < 1 ist, m aber jeden beliebigen rationalen Wert haben kann. Danach hat man folgende Übersicht über die einfachen Formen des quadratischen Systems:

1. Dioktaeder: $mPn = a : na : mc$ oder: (hkl) $h > k$,
   z. B.: $\frac{3}{2}P3 = a : 3a : \frac{3}{2}c = (312)$.
2. Ditetragonale Prismen: $\infty Pn = a : na : \infty c$ oder $(hk0)$,
   z. B.: $\infty P2 = a : 2a : a : \infty c = (210)$.
3. Oktaeder 1. Stellung: $mP = a : a : mc$ oder: (hhl),
   z. B.: $P = a : a : c = (111)$ (Hauptoktaeder);
   $2P = a : a : 2c = (221)$; $\frac{1}{3}P = a : a : \frac{1}{3}c = (113)$.
4. Oktaeder 2. Stellung: $mP\infty = a : \infty a : mc$ oder: $(h0l)$,
   z. B.: $P\infty = a : \infty a : c = (101)$.
5. Quadratisches Prisma 1. Stellung: $\infty P = a : a : \infty c = (110)$.
6. Quadratisches Prisma 2. Stellung: $\infty P\infty = a : \infty a : \infty c = (100)$.
7. Basis: $0P = \infty a : \infty a : c = (001)$.

Die Flächen des 1. Prismas und die Basis sind die Fundamentalflächen, die von P die Einheitsflächen.

134. Kombinationen. Von *Kombinationen* sind u. a. folgende wichtig: das Prisma der einen Stellung n stumpft die Kanten des anderen, m, gerade ab (Fig. 203); achtseitige Prismen schärfen die

Fig. 203. Fig. 204. Fig. 205. Fig. 206.

Kanten von quadratischen zu oder stumpfen die Kombinationskanten m/n schief ab. Treten mehrere solche Prismen zusammen auf, so entstehen auch hier, wie im hexagonalen System, scheinbar walzenförmig runde Krystalle (116). Die Basis schließt die Prismen oben und unten

wie z. B. in Fig. 204, wo ein Prisma 1. Stellung *m* mit der Basis *c* kombiniert ist, und Fig. 203. Dadurch entstehen je nach den Umständen zum Teil dünne Tafeln, zum Teil lange prismatische, sowie dünne nadel- und haarförmige Krystalle. Die Kombination (Fig. 204) ist oft wegen der ausschließlich rechten Winkel in der äußeren Form ganz dem Würfel ähnlich; aber hier sind die beiden Flächen *m* von der Fläche *c* verschieden, beim Würfel sind alle Flächen einander gleich ((102), Fig. 91). An allen quadratischen Oktaedern und Dioktaedern stumpft die Basis die Endecken ab (Fig. 210). Prismen stumpfen an Oktaedern derselben Stellung die Seitenkanten (Fig. 205), an Oktaedern der anderen Stellung die Seitenecken ab (Fig. 206). Treten zwei verschieden hohe Oktaeder *O* und *o* derselben Stellung (Fig. 207) in Kombination, so schärft das höhere *O* die Seitenkanten des niederen *o*,

Fig. 207. Fig. 208. Fig. 209. Fig. 210.

und umgekehrt spitzt das niedere *o* die Endecken des höheren *O* von den Flächen aus zu. Bei der Kombination eines Oktaeders der einen mit einem solchen der anderen Stellung, *o* und *o*,, werden entweder die Seitenecken des ersteren zweiflächig (Fig. 208), oder seine Endecken vierflächig (Fig. 209), beidemal von den Kanten aus zugespitzt, je nach der Neigung der Flächen und Kanten. Haben die Flächen des einen Oktaeders *o*, die gleiche Neigung wie die Endkanten des anderen *o* (Fig. 210), so stumpfen die Flächen von *o*, die Endkanten von *o* gerade ab. Das Oktaeder *o*, heißt dann das *nächste stumpfere* zu *o*, oder umgekehrt: *o* das *nächste schärfere* oder *spitzere* zu *o*,. Werden die Endkanten von *o*, wieder gerade abgestumpft, so entsteht das zweite stumpfere Oktaeder, ferner das dritte stumpfere etc. Umgekehrt gibt es auch eine Reihe der schärferen Oktaeder, das zweite, dritte schärfere etc. (127). Ein niederes Quadratoktaeder *o* spitzt an einem spitzeren Dioktaeder *i* die Endecken von den abwechselnden Endkanten aus zu, und es entsteht dadurch zuweilen eine dem regulären Ikositetraeder sehr ähnliche Form (Fig. 211, vergl. (80, 102)), das sog. Leucitoeder.

Fig. 211.

Fig. 212 gibt einen flächenreichen quadratischen Krystall von *Vesuvian*. Die Flächen *a*, *m*, *f* bilden lauter parallele Kanten; die Flächen *a* und die Flächen *m* machen je 90° miteinander, es sind

also die beiden quadratischen Prismen, was auch unmittelbar aus der Lage der Symmetrieebenen an dem Krystalle hervorgeht. Hieraus folgt auch, daß *c* die Basis sein muß. *f* ist ein achtseitiges Prisma. Über *a* liegen die Oktaeder *u* und *o* und über *m* liegen die Oktaeder *t*, *b*, *p*, je von derselben Stellung mit *a* und *m*. Die Flächen *i*, *y*, *z*, *d* rechts und links von den Oktaederflächen sind oben und unten je achtmal vorhanden, es sind also Dioktaederflächen. Will man nun diesem Krystall Achsen unterlegen, so steht jedenfalls die Hauptachse senkrecht zu *c*; die Nebenachsen gehen der Symmetrie entsprechend ganz nach Belieben entweder senkrecht zu *a* oder zu *m*. Es ist dann entweder *m* oder *a* das Prisma 1. Stellung, und es sind entweder *t*, *b*, *p* oder aber *u*, *o* Oktaeder 1. Stellung. Jedenfalls ist aber *o* das nächste stumpfere Oktaeder zu *p*, da es dessen Endkanten gerade abstumpft, denn die Kanten *o*/*p* rechts und links von *o* sind parallel; ferner *p* das nächste stumpfere zu *u*, denn die Kanten *p*/*i* und *i*/*u* rechts und links von *p* sind parallel; endlich *u* das nächste stumpfere zu *b*; also in einer Reihe: *u* das nächste stumpfere, *p* das zweite, *o* das dritte stumpfere zu *b*; oder: *p* das nächste, *u* das zweite, *b* das dritte schärfere zu *o*; oder: *o* das nächste stumpfere, *u* das nächste, *b* das zweite schärfere Oktaeder zu *p*, etc., alles ganz unabhängig von der Achsenwahl. Denkt man sich nun die Nebenachsen senkrecht zu *a*, m. a. W. denkt man sich *m* und damit auch die Oktaeder *t*, *b*, *p* 1. Stellung, so sind *a*, *u*, *o* von der 2. Stellung. Die Achseneinheiten erhält man für diesen Fall, wenn man beliebig ein Oktaeder 1. Stellung, z. B. *p* als Hauptoktaeder annimmt. Aus seinen Neigungswinkeln folgt dann das Achsenverhältnis $a:c$. Aus Zonenverhältnissen ergeben sich folgende Ausdrücke für die anderen einfachen Formen: für $p = P(111)$ ist: $o = P\infty\,(101)$, $u = 2P\infty\,(201)$, $b = 2P\,(221)$ und aus gemessenen Winkeln $t = 3P\,(331)$. Wählt man aber nun z. B. *t* als Hauptoktaeder, dann ist $t = P(111)$ und das Achsenverhältnis $a:c$ ist nun, den Winkeln von *t* entsprechend, ein anderes, als vorhin; es wird an diesem Achsensystem: $b = \frac{2}{3}P\,(223)$ und $p = \frac{1}{3}P\,(113)$ etc. In beiden Fällen wird wesentlich nur ausgesagt, daß die Schnitte auf der Hauptachse für die drei Oktaeder *p*, *b*, *t*, gleiche Schnitte auf den Nebenachsen vorausgesetzt, sich wie: $1:2:3$ verhalten, und diese Beziehung ist von dem Achsenverhältnis $a:c$ unabhängig. Auch *b* könnte als Hauptoktaeder gewählt werden, und wenn die Oktaeder *u* und *o* als die der 1. Stellung (also die bisherigen Zwischenachsen nun als Nebenachsen) angenommen würden, auch diese; jedesmal würden die Achsenverhältnisse und die Ausdrücke der Oktaeder und Dioktaeder andere sein.

Fig. 212.

Hemiedrische und tetartoedrische Klassen.

Von hemiedrischen Klassen sind bei Mineralien hauptsächlich zwei beobachtet worden, die tetraedrische und die pyramidale; vielleicht gesellt sich dazu noch eine tetartoedrische, die pyramidal-hemimorphe. Nur diese sollen daher hier betrachtet werden.

Tetraedrisch-hemiedrische (sphenoidisch-hemiedrische, sphenoidische, tetragonal-skalenoedrische) Klasse.

135. Tetraedrische Hemiedrie. Diese entspricht der tetraedrischen Hemiedrie des regulären und der rhomboedrischen Hemiedrie des hexagonalen Systems: Die sämtlichen Flächen in einem durch die Achsenebenen bestimmten Raumabschnitt (Oktanten) verhalten sich gleich und von denen der umliegenden Raumabschnitte verschieden, wie es Fig. 213 für das Dioktaeder zeigt. Die Folge davon ist, daß die Hauptsymmetrieebene und die beiden durch die Nebenachsen *a* gehenden Nebensymmetrieebenen verschwinden und nur die beiden durch die Zwischenachsen bestimmten Nebensymmetrieebenen bleiben. Die vierzählige Symmetrieachse parallel der Hauptachse wird zweizählig, die zweizähligen Symmetrieachsen parallel den Nebenachsen *a* bleiben, diejenigen parallel den Zwischenachsen *b* fallen weg und ebenso das Symmetriecentrum. Zu jeder Fläche verschwindet die parallele Gegenfläche; die Hemiedrie ist eine geneigtflächige.

Fig. 213. Fig. 213a.

Dehnen sich nun am Dioktaeder die Flächen je zur Hälfte aus, indem gleichzeitig die anderen verschwinden (Fig. 213), dann erhält man zwei kongruente, durch Drehung um 90° um die Hauptachse zur Deckung zu bringende *quadratische Skalenoeder*, als + und — unterschieden, von denen das eine in Fig. 213a abgebildet ist. Jedes derselben ist von acht ungleichseitig dreieckigen Flächen begrenzt und hat je vier abwechselnd gleiche Kanten, die oben und unten durch das Ende der Hauptachse *c* gehen (End- oder Polkanten) und vier gleiche zickzackförmig schief von unten nach oben gehende Seiten-, Mittel- oder Randkanten, durch deren Mitten die Nebenachsen *a* gehen. Außerdem sind zwei gleiche 2 + 2kantige End- oder Pol-

ecken auf der Hauptachse und vier gleiche $2 + 1 + 1$ kantige Seiten-, Mittel- oder Randecken abwechselnd über und unter der Ebene der Nebenachsen liegend vorhanden. Das Dioktaeder mPn oder (hkl) gibt die beiden Skalenoeder: $+\frac{mPn}{2}$ oder $\varkappa(hkl)$ und $-\frac{mPn}{2}$ oder $\varkappa(h\bar{k}l)$, (vergl. für die Indices der einzelnen Flächen auch Fig. 197).

Das Oktaeder 1. Stellung gibt zwei *Tetraeder* (Sphenoide) von verschiedener Ordnung, ebenfalls als $+$ und $-$ zu unterscheiden. Sie haben zwei gleiche Kanten an den beiden Enden der Hauptachse c, senkrecht zu dieser (End- oder Polkanten) und sich unter 90° kreuzend, und vier gleiche Kanten (Seiten-, Mittel- oder Randkanten), länger oder kürzer als die ersteren, gehen durch die Enden der Nebenachsen a zickzackförmig auf und ab. In der allgemeinen Gestalt gleichen sie regulären Tetraedern (Fig. 117 und 119); sie sind aber spitzer oder stumpfer als diese und die Kanten sind nicht mehr alle einander gleich, sondern die beiden Endkanten sind von den vier Seitenkanten verschieden geworden. Aus dem Oktaeder mP oder (hhl) werden die zwei Tetraeder: $+\frac{mP}{2}$ oder $\varkappa(hhl)$ und: $-\frac{mP}{2}$ oder $\varkappa(h\bar{h}l)$. Auch solche zwei korrelate Tetraeder sind durch Drehung um 90° um c zur Deckung zu bringen.

Alle anderen einfachen holoedrischen Formen, besonders die Oktaeder 2. Stellung, bleiben durch diese Hemiedrie unverändert, und es ist dadurch, ganz analog wie für die Dihexaeder bei der rhomboedrischen Hemiedrie des hexagonalen Systems (122), für solche hemiedrischen Krystalle ein absoluter Unterschied zwischen den Oktaedern der beiden Stellungen gegeben. Das, welches in zwei Tetraeder zerfällt, wird immer als dasjenige 1. Stellung angenommen.

Fig. 214 gibt einen *Kupferkieskrystall*, welcher diese Hemiedrie zeigt. p und p_1 sind zwei aus demselben Oktaeder abgeleitete korrelate Tetraeder, zu welchem Oktaeder das Oktaeder b das nächste stumpfere bilden würde. Infolge der Hemiedrie sind die Flächen p und p_1 voneinander verschieden, alle acht Flächen des Oktaeders b aber sind gleich. p und p_1 bilden also zusammen der Form nach ein Oktaeder 1., b ein solches 2. Stellung. c ist ein Skalenoeder, dessen zwei Flächen über p stumpfere Winkel machen als über p_1, das also mit p von demselben Vorzeichen ist. Wenn c ein Skalenoeder ist, sind die beiden Kanten c/p rechts und links von p nicht notwendig parallel. Wären sie genau parallel, was in der Figur nur annähernd der Fall ist, so könnte c auch ein Oktaeder 2. Stellung sein und zwar das nächste schärfere zu dem von p und p_1 gebildeten. Für die Vorzeichen der

Fig. 214.

Tetraeder und Skalenoeder sind hier dieselben Gesichtspunkte maßgebend, wie im hexagonalen System bei den entsprechenden Formen. den Rhomboedern und Skalenoedern.

Pyramidal-hemiedrische (tetragonal-bipyramidale, bipyramidale) Klasse.

136. Pyramidale Hemiedrie. Sie entspricht genau der gleichbenannten Hemiedrie des Hexagonalsystems (119). Auch hier verhalten sich beim flächenreichsten Körper, dem Dioktaeder, die beiden in einer Seitenkante zusammenstoßenden Flächen einander gleich und von den in den anliegenden Seitenkanten zusammenstoßenden Flächen verschieden, wie es in der pyramidalen Hemiedrie des hexagonalen Systems bei dem Didodekaeder der Fall war (Fig. 165 u. 166). Alle Nebensymmetrieebenen verschwinden dann, nur die Hauptsymmetrieebene bleibt bestehen. Ebenso bleibt nur die vierzählige Hauptsymmetrieachse parallel der Hauptachse c, aber keine der Nebensymmetrieachsen. Zu jeder Fläche ist die parallele Gegenfläche vorhanden, die Hemiedrie ist eine parallelflächige; es ist ein Symmetriecentrum vorhanden.

Aus jedem Dioktaeder lassen sich zwei korrelate Quadratoktaeder ableiten, die ihrer Form nach mit den Quadratoktaedern 1. und 2. Stellung übereinstimmen, sich aber durch eine intermediäre Lage von ihnen unterscheiden, so daß weder die Neben-, noch die Zwischenachsen durch die Seitenecken gehen. Es sind *Quadratoktaeder von 3.* oder *Zwischenstellung* oder *Tritopyramiden.* Analog geben die achtseitigen Prismen *quadratische Prismen* von *3.* oder *Zwischenstellung* oder *Tritoprismen.* Alle anderen einfachen Formen bleiben unverändert. Eine hierher gehörige Kombination gibt der *Scheelitkrystall* (Fig. 215). P Oktaeder 1., e 2. Stellung, nächstes stumpferes zu P; h und s Oktaeder von Zwischenstellung.

Fig. 215.

Pyramidal-hemimorphe (pyramidale, hemimorph-hemiedrische) Klasse.

137. Pyramidale Hemimorphie. Dieser Klasse gehört von Mineralien vielleicht das *Gelbbleierz* an, deshalb soll hier kurz darauf hingewiesen werden. In den Formen der pyramidalen Hemiedrie (136) fällt auch die Hauptsymmetrieebene und damit zugleich das Symmetriecentrum fort. Es sind Krystalle der pyramidalen Hemiedrie, die an beiden Enden der Hauptachse c verschieden ausgebildet sind. Für beide Enden bleibt aber die Hauptachse c vierzählige Symmetrieachse. Die quadratischen Oktaeder (Bipyramiden) zerfallen in je zwei nach oben resp. unten offene quadratische Pyramiden, bei der Basis werden die beiden Flächen verschieden, die anderen pyramidal-hemiedrischen einfachen Formen behalten ihre Gestalt bei. Hieraus ergibt sich auch leicht die Form der Kombinationen.

4. Rhombisches System.

(Zweigliedriges System).

Das rhombische Krystallsystem ist der Inbegriff aller Krystallklassen, die auf drei zueinander senkrechte ungleiche Achsen $a\ b\ c$ bezogen werden können. Das Achsenschema ist:

$$a : b : c;\ \sphericalangle\, a/b = b/c = c/a = 90^{\circ}.$$

138. Achsen des rhombischen Systems. Eine der drei Achsen, beliebig welche, denkt man sich stets aufrecht; sie heißt die *Vertikalachse* und wird mit c oder $\dot{c}$ bezeichnet. Die größere der beiden anderen, die nun horizontal sind, heißt die *Makrodiagonale* oder *Makroachse*, die kleinere die *Brachydiagonale* oder *Brachyachse*. Erstere denkt man sich meist von rechts nach links gerichtet; nur bei wenigen Mineralien stellt man aus ganz speziellen Gründen die Krystalle so, daß sie von vorn nach hinten auf den Beschauer zu läuft. Die Brachydiagonale geht infolgedessen bei den Krystallen der meisten Mineralien von vorn nach hinten, nur in seltenen Ausnahmefällen von rechts nach links. Die von rechts nach links gehende Achse, also in den allermeisten Fällen die Makrodiagonale, heißt die *Querachse*, die von vorn nach hinten gehende die *Längsachse*. Letztere wird stets mit a bezeichnet, die Querachse mit b (oder auch mit $\breve{a}$ resp. $\bar{b}$).

Ein Achsensystem ist durch das Achsenverhältnis: $a : b : c$ vollkommen gegeben, da alle Achsenwinkel $= 90^{\circ}$ sind. Es sind zwei unbekannte Stücke vorhanden, etwa a und c, wenn $b = 1$ gesetzt ist. Zu ihrer Berechnung sind zwei voneinander unabhängige gemessene Winkel erforderlich. Die Achsenebenen teilen den Raum in acht gleiche Oktanten.

Rhombisch-vollflächige (bipyramidale, rhombisch-bipyramidale) Klasse.

$1 + 1 + 1 = 3$ Symmetrieebenen $\parallel$ den drei Achsenebenen ab, bc und ac, voneinander verschieden und aufeinander senkrecht. $1 + 1 + 1 = 3$ zweizählige Symmetrieachsen $\parallel$ den drei krystallographischen Achsen a, b, c, ebenfalls voneinander verschieden und aufeinander senkrecht, sowie senkrecht zu den drei Symmetrieebenen. Symmetriecentrum vorhanden. Die Achsenrichtungen und Achsenebenen sind durch die Symmetrie stets unzweideutig gegeben. Die drei Symmetrieebenen sind die Fundamentalflächen.

139. Einfache Formen. 1. *Rhombische Oktaeder* (Pyramiden, Bipyramiden). Eine Fläche schneidet im allgemeinen alle drei Achsen ungleich, daher ist der Ausdruck: $\frac{a}{h} : \frac{b}{k} : \frac{c}{l} = (hkl)$ (90). In jedem

Oktanten muß nach der Symmetrie eine solche Fläche liegen. Diese acht Flächen bilden einen oktaedrischen Körper mit sechs Ecken, von welchen nur je zwei gegenüberliegende an den beiden Enden derselben Achse einander gleich sind (Fig. 216). Von den zwölf Kanten sind je vier gleich, welche in einer der drei Achsenebenen (Hauptschnitte) liegen. Diese bilden in jeder der Achsenebenen *ab*, *bc* und *ac* miteinander eine rhombische Figur (einen rhombischen Schnitt), deren Diagonalen die betreffenden beiden Achsen sind. Die Flächen sind unregelmäßige Dreiecke. Die Form des Körpers ist je nach dem Achsenverhältnisse $a:b:c$ und den Indices h, k, l verschieden. An jedem rhombischen Achsensystem können unendlich viele Oktaeder vorkommen, deren Gestalt und Flächenwinkel sich mit den Indices h, k, l ändern.

Fig. 216.

2. *Rhombische Prismen.* Die Flächen schneiden zwei Achsen im Endlichen, die dritte im Unendlichen; dieser letzteren Achse ist dann das Prisma resp. dessen Flächen und Kanten parallel. Prismen || der Achse c heißen *Vertikalprismen.* Horizontal liegende Prismen || den Achsen b oder a werden im allgemeinen *Domen* genannt, und zwar: *Makrodomen* oder *Querprismen* || der Makrodiagonale oder Querachse b; *Brachydomen* oder *Längsprismen* || der Brachydiagonale oder Längsachse a. Alle diese Prismen haben einen rhombischen, von je vier in einer Achsenebene liegenden Kanten gebildeten Querschnitt, welcher je einem der drei rhombischen Hauptschnitte eines Oktaeders entspricht. Die Prismen können als Oktaeder aufgefaßt werden, deren Flächen eine der drei Achsen im Unendlichen schneiden.

a. *Vertikalprismen.* $\frac{a}{h}:\frac{b}{k}:\infty c = (hk0)$. Die vier Kanten in der Achsenebene *ab* bilden den rhombischen Querschnitt. An jedem Achsensystem können viele Vertikalprismen auftreten; die Winkel derselben hängen außer von den Achsen a und b von dem Verhältnis: $h:k$ ab (Fig. 217). Das Prisma, resp. die Prismenkanten sind der Vertikalachse c parallel.

Fig. 217. Fig. 218. Fig. 219.

b. *Querprismen* (Makrodomen). $\frac{a}{h}:\infty b:\frac{c}{l}\ (h0l)$; || Achse b (Fig. 218).

c. *Längsprismen* (Brachydomen): $\infty a : \frac{b}{k} : \frac{c}{l}$ (0*kl*); ‖ Achse *a* (Fig. 219).

Für die beiden letzteren Körper gilt alles für das Vertikalprisma Gesagte, nur muß man *c* mit *b* resp. *a* und *l* mit *k* resp. *h* vertauschen.

Diese drei Prismen sind keine absolut verschiedenen Krystallformen. Der Charakter derselben hängt von der Achsenwahl ab und da man beliebig jede Achse als Vertikalachse nehmen kann, so kann man auch jedes Prisma als Vertikalprisma auffassen; die Prismen in den beiden anderen Richtungen sind dann Domen.

3. *Pinakoide.* Die Flächen schneiden eine Achse und sind den beiden anderen Achsen parallel; daher sind die Flächen auf jener ersten Achse senkrecht.

a. *Basis* (basisches Pinakoid) ⊥ Achse *c*, also ‖ *a* und *b*, somit: $\infty a : \infty b : c = (001)$ (Fig. 220).

Fig. 220. Fig. 221. Fig. 222.

b. *Makropinakoid* (Querfläche) ⊥ Achse *a*, also ‖ *b* und *c*, somit: $a : \infty b : \infty c = (100)$ (Fig. 221).

c. *Brachypinakoid* (Längsfläche) ⊥ Achse *b*, also ‖ *c* und *a*, somit: $\infty a : b : \infty c = (010)$ (Fig. 222).

Die Unterschiede der Pinakoide sind gleichfalls keine absoluten; sie hängen ebenso wie bei den Prismen von der Achsenwahl ab. Jedes Pinakoid kann je nach dieser Wahl Basis, Makro- oder Brachypinakoid werden. Sie sind die Fundamentalflächen des rhombischen Systems.

140. Naumannsche Bezeichnung und Übersicht. Bei der Naumannschen Bezeichnung der rhombischen Formen geht man ebenfalls von demjenigen Oktaeder (Pyramide Naumanns) aus, dessen Flächen von den Achsen die Achseneinheiten *a*, *b*, *c*, abschneiden, und die also die Einheitsflächen darstellen. Dieses Oktaeder wird auch hier das *Hauptoktaeder* oder die *Grundform* (primäre Pyramide, Grundpyramide Naumanns) genannt und mit dem Buchstaben *P* bezeichnet; es hat den Ausdruck: $P = a : b : c = (111)$. Auf diese Grundform werden die anderen einfachen rhombischen Formen in ganz analoger Weise, wie bei den schon betrachteten Krystallsystemen bezogen (103, 115, 133), selbstverständlich unter Berücksichtigung der speziellen Verhältnisse des rhombischen Systems.

Die sämtlichen an einem rhombischen Achsensystem möglicher-

weise auftretenden Oktaeder zerfallen nach ihren Schnitten auf den beiden horizontalen Achsen a und b in drei Reihen. Der Schnitt auf der Vertikalachse c ist hierbei nicht von Einfluß, daher gelten dieselben drei Reihen auch für die Vertikalprismen, bei denen der Schnitt auf c unendlich groß geworden ist. In Fig. 223 sind diese Schnitte in der Achsenebene ab für einen Oktanten dargestellt, die Flächen selbst gehen an den hier gezogenen Linien nach dem betreffenden Punkt auf der vertikalstehenden Achse c. Diese drei Reihen sind die folgenden.

Fig. 223.

1. *Hauptreihe.* Beide horizontale Achsen a und b werden gleich d. h. mit gleichen Ableitungszahlen geschnitten. Der allgemeine Ausdruck der Flächen ist dann: $ea:eb:gc$, wo $g \gtreqless 1$, auch $= \infty$ beim Vertikalprisma. Wenn man die Fläche parallel mit sich nach den Enden der Achsen a und b verschiebt (I. Fig. 223) erhält man:

$$a:b:\frac{g}{e}c = a:b:mc, \text{ wo}$$

$$m = \frac{g}{e} \gtreqless 1, \text{ auch } = \infty.$$

Die Pyramiden der Hauptreihe unterscheiden sich dann nur durch die Größe der Ableitungszahl m, d. h. durch die Länge der Stücke, die sie auf der Vertikalachse c abschneiden. Sie sind in der Richtung der Vertikalachse mehr oder weniger spitz oder stumpf.

2. *Makrodiagonale Nebenreihe.* Die Makrodiagonale b wird von den Flächen mit einer größeren Ableitungszahl geschnitten, als die Brachydiagonale a. Der allgemeine Ausdruck der Flächen ist also:

$$ea:fb:gc, \text{ wo } f > e, \ g \gtreqless 1, \text{ auch} = \infty.$$

Legt man die Flächen parallel mit sich durch das Ende der Achse a (II. Fig. 223), so schneiden sie auf der Makrodiagonale ein Stück $> b$ ab. Der Flächenausdruck geht dann über in:

$$a:\frac{f}{e}b:\frac{g}{e}c = a:nb:mc, \text{ wo}$$

$$n = \frac{f}{e} > 1 \text{ und } m = \frac{g}{e} \gtreqless 1, \text{ auch} = \infty.$$

3. *Brachydiagonale Nebenreihe.* Die Brachydiagonale a wird mit einer größeren Ableitungszahl von den Flächen geschnitten, als die Makrodiagonale b. Der allgemeine Flächenausdruck ist wieder:

$$ea:fb:gc, \text{ aber } e > f \text{ und } g \gtreqless 1, \text{ auch} = \infty.$$

Legt man diese Fläche nun parallel mit sich durch das Ende der

Achse b (III. Fig. 223), so schneidet sie auf der Brachydiagonale ein Stück $> a$ ab und der Flächenausdruck geht über in:

$$\frac{e}{f}a : b : \frac{g}{f}c = na : b : mc, \text{ wo}$$

$$n = \frac{e}{f} > 1 \text{ und } m = \frac{g}{f} \gtreqless 1, \text{ auch} = \infty.$$

Wird in den beiden letzten Reihen $n = 1$, dann gehen sie in die Hauptreihe über.

Andere Oktaeder (resp. Vertikalprismen) als solche aus diesen drei Reihen kann es offenbar im rhombischen System nicht geben. Es können also auch keine anderen Ausdrücke als die erwähnten vorkommen:

I. Hauptreihe: $a : b : mc$

hierher die Grundform: $a : b : c$,

II. Makrodiagonale Nebenreihe: $a : nb : mc$,

III. Brachydiagonale Nebenreihe: $na : b : mc$,

in denen allen eine der beiden auf die horizontalen Achsen a oder b bezüglichen Ableitungszahlen $= 1$ ist (in der Hauptreihe beide), während die andere n größer als 1 (in der Hauptreihe $= 1$) sein muß. Die auf die Vertikalachse c bezügliche Ableitungszahl m kann jeden beliebigen Wert haben; bei den Vertikalprismen wird $m = \infty$.

Aus dem Ausdruck P für die Grundform: $a : b : c$ lassen sich nun die Naumannschen Ausdrücke aller übrigen Oktaeder, sowie die der Vertikalprismen (und weiterhin auch die aller übrigen einfachen rhombischen Formen) analog wie im quadratischen und hexagonalen System ableiten, indem man die Ableitungszahl m vor, n hinter P setzt, so daß der allgemeine Naumannsche Ausdruck für ein rhombisches Oktaeder $= mPn$ wäre. Dieses Symbol ist aber zweideutig, denn n bezieht sich bald auf die Makrodiagonale b, bald auf die Brachydiagonale a, je nachdem das Oktaeder der makrodiagonalen oder der brachydiagonalen Nebenreihe angehört. Diese beiden Reihen werden dadurch unterschieden, daß man über n (statt dessen manchmal auch über P) das Zeichen der Länge, —, resp. das Zeichen der Kürze, ⌣, anbringt, je nachdem sich die Ableitungszahl n auf die Makro- oder auf die Brachydiagonale bezieht. Es bedeutet also $mP\bar{n}$ oder $m\bar{P}n$, resp. $mP\breve{n}$ oder $m\breve{P}n$ ein Oktaeder der makrodiagonalen resp. der brachydiagonalen Nebenreihe.

Danach hat man nun für die einfachen rhombischen Formen folgende Übersicht.

1. *Oktaeder* (Pyramiden, Bipyramiden):

a) Hauptreihe:

$$mP = a : b : mc \text{ oder } (hhl)\ (h \gtreqless l);$$

z. B. Grundform: $P = a : b : c = (111)$;

$2P = a : b : 2c = (221)$;

$\frac{1}{3}P = a : b : \frac{1}{3}c = (113)$.

b) **Makrodiagonale** Nebenreihe (Makropyramiden):

$m\bar{P}n = a : nb : mc$ oder $= (hkl)$ $(h > k)$;

z. B. $2\bar{P}3 = a : 3b : 2c = (623)$;

$\bar{P}2 = a : 2b : c = (212)$.

c) Brachydiagonale Nebenreihe (Brachypyramiden):

$m\breve{P}n = na : b : mc$ oder $= (hkl)$ $(h < k)$;

z. B. $2\breve{P}3 = 3a : b : 2c = (263)$;

$\frac{1}{3}\breve{P}2 = 2a : b : \frac{1}{3}c = (126)$.

2. Vertikalprismen:

a) Hauptreihe: $\infty P = a : b : \infty c = (110)$.

b) Makrodiagonale Nebenreihe (Makroprismen):

$\infty\bar{P}n = a : nb : \infty c$ oder $(hk0)$ $(h > k)$;

z. B. $\infty\bar{P}2 = a : 2b : \infty c = (210)$.

c) Brachydiagonale Nebenreihe (Brachyprismen):

$\infty\breve{P}n = na : b : \infty c$ oder $(hk0)$ $(h < k)$;

z. B. $\infty\breve{P}2 = 2a : b : \infty c = (120)$.

Analog ist es bei allen übrigen einfachen Formen des rhombischen Systems, deren Flächen man sich gleichfalls durch die Enden einer der horizontalen Achsen a oder b parallel mit sich verschoben denkt:

3. Domen:

a) Makrodomen: $m\bar{P}\bar{\infty} = a : \infty b : mc$ oder $(h0l)$:

z. B. $2\bar{P}\bar{\infty} = a : \infty b : 2c$ oder $= (201)$;

$\bar{P}\bar{\infty} = a : \infty b : c = (101)$.

b) Brachydomen: $m\breve{P}\breve{\infty} = \infty a : b : mc$ oder $(0kl)$;

z. B. $2\breve{P}\breve{\infty} = \infty a : b : 2c = (021)$;

$\frac{1}{3}\breve{P}\breve{\infty} = \infty a : b : \frac{1}{3}c = (013)$.

4. Pinakoide:

a) Makropinakoid: $\infty\bar{P}\bar{\infty} = a : \infty b : \infty c = (100)$.

b) Brachypinakoid: $\infty\breve{P}\breve{\infty} = \infty a : b : \infty c = (010)$.

c) Basisches Pinakoid (Basis): $0P = \infty a : \infty b : c = (001)$.

Andere einfache Formen als diese sind an einem rhombischen Achsensysteme unmöglich. Die drei Pinakoide geben die Fundamentalflächen der rhombischen Krystalle, eine Fläche des Hauptoktaeders (der Grundform) ist die Einheitsfläche.

141. Kombinationen. Zwei Oktaeder bilden, je nachdem sie die Achsen schneiden, verschiedene Kombinationen. Sind die auf zwei Achsen bezüglichen Indices (Ableitungszahlen) in beiden Oktaedern einander gleich, dann spitzt das eine Oktaeder die auf der dritten Achse liegenden Ecken des anderen so zu, daß die entstehenden Kombinationskanten mit den in der Ebene der zwei ersten Achsen

gelegenen Oktaederkanten parallel sind, z. B. wie in Fig. 224 für die zwei Oktaeder: hkl und $hk_{,}l$. Sind aber zwei oder alle drei Indices (Ableitungszahlen) verschieden, so sind die Kombinationskanten schief zu allen Oktaederkanten gerichtet (Fig. 225 für die Oktaeder: (hkl) und ($h_{,}k_{,}l_{,}$).

Fig. 224. Fig. 225. Fig. 226.

Prismen stumpfen an Oktaedern die Kanten ab, oder sie sind auf diejenigen Kanten der Oktaeder gerade aufgesetzt, welche in der Ebene der beiden vom Prisma im Endlichen geschnittenen Achsen liegen. So stumpft das Prisma ($hk0$) die horizontalen Kanten des Oktaeders (hkl) gerade ab. Hier sind die beiden ersten Indices für beide Körper gleich (Fig. 226). Dagegen sind die Flächen des Domas ($0k_{,}l_{,}$) auf die seitlichen Kanten des Oktaeders (hkl) gerade aufgesetzt (Fig. 226);

Fig. 227. Fig. 228. Fig. 229.

hier ist k und $k_{,}$, sowie l und $l_{,}$ verschieden. Prismen von derselben Lage schärfen ihre Kanten gegenseitig zu, wie die beiden Vertikalprismen ($hk0$) und ($h_{,}k_{,}0$) (Fig. 227). Prismen von verschiedener Lage, z. B. die beiden Domen $h0l$ und $0k_{,}l$, geben einen oktaedrischen Körper (Fig. 228) mit einem in der Ebene der beiden Achsen, denen die Domen parallel gehen, gelegenen oblongen Schnitt, ein sog. *Oblongoktaeder*, das

Fig. 230. Fig. 231. Fig. 232.

natürlich keine einfache Form, sondern eine Kombination ist. Pinakoide schließen entweder Prismen beiderseitig, z. B. bei dem Makrodoma mit Längsfläche (010) (Fig. 229) oder dem vertikalen rhombischen Prisma ($hk0$) mit Basis (001) (Fig. 230); oder sie stumpfen zwei gegenüber-

liegende Kanten gerade ab, wie die Längsfläche (010) am Vertikalprisma (*hk*0) (Fig. 230). An Oktaedern stumpfen sie je zwei gegenüberliegende Ecken gerade ab (Fig. 231). Alle drei Pinakoide geben ein oblonges Prisma mit Basis (Fig. 232), das sich vom quadratischen Prisma mit Basis und vom Würfel nur dadurch unterscheidet, daß alle Flächenpaare verschieden sind, während beim Würfel alle drei gleich, beim quadratischen Prisma zwei gleich sind; aufeinander senkrecht sind sie bei allen dreien (134).

Fig. 233.

In Fig. 233 ist ein komplizierterer rhombischer Krystall, dem *Topas* zugehörig, abgebildet. Die Achsenrichtungen sind durch die Symmetrieebenen gegeben, deren Verlauf unmittelbar ins Auge fällt. Die Achse, welche parallel der Kante der Prismen M und l verläuft, soll die Vertikalachse c sein, M und l sind dann Vertikalprismen und P ist die Basis. n ist ein Doma, o, s und x sind Oktaeder, und zwar haben o und s mit M teilweise gleiche Indizes, denn die Flächen M, o, s, P liegen in einer Zone (schneiden sich in parallelen Kanten). Ist $o = hkl$, so ist $s = hkl$, und $M = hk0$. Zur Bestimmung des Achsenverhältnisses wählt man eines der vorhandenen Oktaeder als Hauptoktaeder, z. B. o, dann ist $o = P$ (111), und das Achsenverhältnis $a:b:c$ ergibt sich aus den Neigungswinkeln der Flächen o; M ist $= \infty P$ (110) und n ist ein Brachydoma, denn das Prisma M hat seinen stumpfen Winkel vorn, auf seiner scharfen seitlichen Kante ist die Fläche n gerade aufgesetzt, also geht n in der Tat der Brachydiagonale parallel. s ist $= a:b:\frac{1}{l}\,c\ (l > 1)$ und zwar $= \frac{1}{2}P = (112)$, und $x = (h,k,l,)$ und $l = hk0$ wo $h < k$. Die Indices für die Flächen: s, x, n und l folgen meist aus den Neigungswinkeln, da der Zonenzusammenhang hier vielfach unterbrochen ist; doch liegt x in der Zone [oxn] und l in der Zone [xlx]. Man hätte auch s als Hauptoktaeder nehmen können, oder x, jedesmal hätte sich ein anderes Achsenverhältnis $a:b:c$ und damit andere Indices für die anderen abgeleiteten Flächen ergeben. Statt der Kante M/M hätte man aber auch eine andere Achse als Vertikalachse wählen können, z. B. die Kante des Prismas n (oder die Kante P/n), das dann Vertikalprisma z. B. $= \infty P$ (110) geworden wäre. Da die Flächen n sich über P in einem stumpfen Winkel schneiden, so müßte P in diesem Fall Makropinakoid sein, also: $P = \infty P\bar{\infty}$ (100) und M und l wären Brachydomen; o, s, x wären nach wie vor Oktaeder. Je nach dem Achsenverhältnis $a:b:c$ kann n aber auch einen anderen Ausdruck als (110) erhalten, P kann dann auch Brachypinakoid werden, und damit werden dann M und l Makrodomen.

Hemiedrische Klassen.

Von solchen sind zwei möglich, die auch beide im Mineralreich vertreten sind.

Rhombisch-hemimorphe (rhombisch-pyramidale) Klasse.

142. Rhombische Hemimorphie. Die Krystalle sind an beiden Enden einer der drei krystallographischen Achsen verschieden; sie werden nach dieser Achse, der Achse des Hemimorphismus, polar. An jedem Ende derselben herrscht noch die Symmetrie des rhombischen Systems, aber zu jeder Fläche des einen Endes sind die parallelen Gegenflächen am anderen Ende weggefallen, oder sie sind von jenen physikalisch verschieden geworden. Eine der drei Symmetrieebenen, und zwar diejenige senkrecht zur Achse des Hemimorphismus ist also weggefallen, die beiden anderen, die durch diese Achse hindurch gehen, existieren noch. Von den drei zweizähligen Symmetrieachsen ist nur noch die mit der Achse des Hemimorphismus parallele vorhanden. Ein Symmetriecentrum besteht nicht mehr.

Die Achse des Hemimorphismus wird meist als Vertikalachse c aufrecht gestellt, so daß an den Krystallen eine Verschiedenheit zwischen oben und unten vorhanden ist. Aus den Oktaedern werden dann zwei nach unten resp. nach oben offene *rhombische Pyramiden*, deren Spitzen auf dem oberen (+) resp. unteren (—) Aste der Achse c liegen, und die man wie diese als obere und untere mit den Zeichen o und u unterscheiden kann. Das Oktaeder $mP\breve{n}$ (hkl) gibt z. B. die beiden hemimorphen Hälften $o . mP\breve{n}$ (hkl) und $u . mP\breve{n}$ $(hk\bar{l})$.

Die Vertikalprismen behalten ihre Gestalt bei. Die Domen zerfallen in eine obere positive und in eine untere negative dachförmige Hälfte (Hemidoma), die nach unten resp. nach oben geöffnet sind. Das Makrodoma $mP\bar{\infty}$ $(h0l)$ gibt z. B. die beiden Hälften $o . mP\bar{\infty}$ $(h0l)$ und $u . mP\bar{\infty}$ $(h0\bar{l})$, das Brachydoma $mP\breve{\infty}$ $(0kl)$ gibt $o . mP\breve{\infty}$ $(0kl)$ und $u . mP\breve{\infty}$ $(0k\bar{l})$. Das basische Pinakoid $0P$ (001) zerfällt in die beiden Einzelflächen $o . 0P$ (001) und $u . 0P$ $(00\bar{1})$, während die der Achse des Hemimorphismus parallelen Pinakoide, das Makro- und das Brachypinakoid unverändert bleiben.

Fig. 234.

Als Beispiel des Hemimorphismus im rhombischen System haben wir schon oben (68) einen Krystall von *Kieselzinkerz* kennen gelernt. Ein anderes Beispiel liefert der *Struvit*, dessen Formen nach Fig. 234 ohne weiteres klar sind.

Rhombisch-hemiedrische (rhombisch-bisphenoidische) Klasse.

143. Rhombische Hemiedrie. Diese Hemiedrie des rhombischen Systems entspricht ganz der tetraedrischen Hemiedrie der quadratischen und der regulären Krystalle und wird daher auch hier wohl die tetraedrische Hemiedrie genannt. Die sämtlichen in einem Oktanten liegenden Flächen jeder einfachen Form verhalten sich

gleich und von denen in den umliegenden Oktanten verschieden. Daher fallen die drei Symmetrieebenen und das Symmetriecentrum weg, aber die drei aufeinander senkrechten zweizähligen Symmetrieachsen parallel den krystallographischen Achsen a, b und c bleiben als die einzigen Symmetrieelemente erhalten. Aus jedem *Oktaeder* werden zwei rhombische *Tetraeder* oder *Sphenoide* (Fig. 235), die von vier ungleichschenkligen Dreiecken begrenzt werden. Die beiden gegenüberliegenden Kanten schneiden sich hier nicht mehr rechtwinklig, sondern unter den schiefen Winkeln der Oktaederkanten in den drei Hauptschnitten. Korrelate Tetraeder können also nicht durch Drehung zur Deckung gebracht werden, sie sind enantiomorph. Alle anderen einfachen Formen außer den Oktaedern ändern ihre Gestalt nicht.

Fig. 235. Fig. 236.

Diese Hemiedrie trifft man u. a. beim *Bittersalz* (Fig. 236), wo ein rhombisches Vertikalprisma (110) mit einem Tetraeder (111) kombiniert ist, dessen Flächen auf die Prismenflächen abwechselnd nach oben und nach unten gerade aufgesetzt sind.

Monoklines System.

(Klinorhombisches, monosymmetrisches, zwei- und eingliedriges System).

Im monoklinen System sind alle diejenigen Krystallklassen vereinigt, die sich auf drei ungleiche Achsen beziehen lassen, welche sich in zwei rechten und einem schiefen Winkel schneiden. Das Achsenschema ist:

$$a : b : c; \ \sphericalangle\, a/b = b/c = 90^\circ; \ \sphericalangle\, a/c = \beta.$$

144. Achsen des monoklinen Systems. Eine der drei Achsen steht auf den beiden anderen senkrecht. Sie wird mit b bezeichnet und geht bei der gewöhnlichen Aufstellung quer von rechts nach links. Man nennt sie die *Querachse*, die *Orthodiagonale* oder *Orthoachse* oder die *Symmetrieachse*. Von den beiden anderen schief gegeneinander geneigten wird die eine, beliebig welche, aufrecht gestellt; es ist die *Vertikalachse* c. Die zweite, a, geht dann schief von vorn nach hinten; sie wird als *Längsachse*, *Klinodiagonale* oder *Klinoachse* bezeichnet. Die Achsenebene ac, die für das Achsensystem Symmetrieebene ist, läuft dann gerade auf den Beschauer zu. Das Achsensystem wird dabei in den meisten Fällen so orientiert, daß der stumpfe Winkel $a/c = \beta$ der beiden schiefen Achsen a und c nach vorn gekehrt ist (Fig. 57). Die beiden anderen Achsenwinkel $a/b = \gamma$ und $c/b = \alpha$ sind Rechte. Das Schema eines monoklinen Achsensystems ist also:

$$a : b : c; \ \sphericalangle\, a/b = b/c = 90^\circ; \ \sphericalangle\, a/c = \beta.$$

Hierin sind die beiden Winkel a/b und b/c als Rechte bekannt, es bleiben also noch drei unbekannte Stücke übrig: das Achsenverhältnis, also z. B., wenn $b = 1$ gesetzt wird, a und c, sowie der Winkel $a/c = \beta$.

Diese drei Unbekannten können aus drei an dem betreffenden Krystall gemessenen voneinander unabhängigen Winkeln berechnet werden. Achse a kann $> b$ oder $< b$ sein.

Die drei Achsenebenen bilden acht Oktanten, die zu vier und vier einander gleich sind: je zwei in der Achsenebene a/c aneinanderstoßende und die beiden diametral gegenüberliegenden. Die eine Gruppe von vier Oktanten enthält den stumpfen Winkel $(+a)/c = \beta$, die andere den spitzen Nebenwinkel $(-a)/c = \beta' = 180 - \beta$ (stumpfe und spitze Oktanten).

Monoklin-vollflächige (prismatische) Klasse.

145. Allgemeine Verhältnisse der holoedrischen Klasse. Es ist außer einem Symmetriecentrum eine Symmetrieebene und eine auf dieser senkrechte zweizählige Symmetrieachse vorhanden. Mit letzterer muß die Orthodiagonale, mit der Symmetrieebene die Achsenebene a/c parallel sein. Bei der gewöhnlichen Aufstellung der monoklinen Krystalle ist es also so, daß die Symmetrieebene auf den Beschauer zuläuft, während die Symmetrieachse quer von rechts nach links geht. Die vollflächig-monoklinen Krystalle sind dann rechts und links gleich ausgebildet, aber nicht mehr wie im rhombischen System auch vorn und hinten, da eine entsprechende Symmetrieebene fehlt.

Wenn an einem monoklinen Achsensystem eine Fläche $\frac{a}{h}:\frac{b}{k}:\frac{c}{l}$ $= hkl$ auftritt, die von allen drei Achsen endliche Werte abschneidet, so erfordert die Symmetrie nur noch das Auftreten einer zweiten gleichen und gleichliegenden Fläche auf der anderen Seite der Symmetrieebene:

$$\frac{a}{h}:\frac{b}{-k}:\frac{c}{l} = h\bar{k}l.$$

Diese beiden Flächen mit ihren parallelen Gegenflächen begrenzen ein Prisma von rhombischem Querschnitt, das sich von einem Prisma des rhombischen Systems in der Form durch nichts unterscheidet, das aber schief an den Achsen liegt und dessen vier Flächen im allgemeinen in die vier gleichen stumpfen resp. spitzen Oktanten fallen. Geht man von den vier oberen um $+c$ herumliegenden Oktanten aus, so kann man diese beiden Arten von schiefen Prismen als vordere und hintere unterscheiden. Sie sind charakterisiert durch ihren Schnitt auf den Achsenästen $+a$ und $-a$, also durch die Ausdrücke:

$$\frac{a}{h}:\frac{b}{k}:\frac{c}{l} = (hkl) \text{ und } \frac{a}{-h}:\frac{b}{k}:\frac{c}{l} = (\bar{h}kl).$$

(vorderes schiefes Prisma) (hinteres schiefes Prisma).

Ein rhombisches Prisma ist die flächenreichste einfache Form

des monoklinen Systems. Es kann verschiedene besondere Lagen an den Achsen haben, wodurch seine Indices gewisse spezielle Werte erhalten. Dadurch, daß der vordere Prismenwinkel = 180° wird, womit je zwei Flächen in ein Niveau fallen, entstehen aus den Prismen neue spezielle Formen, die nur von einer Fläche und ihrer parallelen Gegenfläche begrenzt sind: Pinakoide, die der Orthodiagonale parallel laufen. Wird die seitliche Prismenkante = 180°, so entsteht jederzeit das Pinakoid senkrecht zur Orthodiagonale (parallel mit der Symmetrieebene). Da die einfachen Formen des monoklinen Systems, Prismen und Pinakoide, alle offen sind, so müssen sämtliche monoklinen Krystalle Kombinationen darstellen.

146. Einfache Formen. *1. Prismen.* Der allgemeinste Fall ist der, den wir schon betrachtet haben (145), wo die Flächen die drei Achsen ungleich und im Endlichen schneiden. Dies sind die schiefen Prismen, die auch nach ihrem ausgezeichneten Vorkommen am Augit als augitartige Paare, oder, weil sie in Kombination mit einem zweiten Prisma eine Pyramide geben, Hemipyramiden genannt werden. Eine spezielle Lage an dem Achsensystem erhalten die Prismen, wenn sie entweder der Vertikalachse c oder der Klinodiagonale a parallel gehen. Dies sind die Vertikalprismen resp. die Horizontalprismen, die auch den Namen Klinodomen erhalten haben. Danach können an einem monoklinen Achsensystem folgende Prismen auftreten:

a. *Schiefe Prismen* (Hemipyramiden, augitartige Paare). Bei ihnen tritt nach der Lage an der Achse a der Unterschied zwischen vorn und hinten ein (145). Man unterscheidet danach vordere und hintere schiefe Prismen, von denen man, unnatürlicherweise, nach dem Vorgange von Naumann die ersteren, die an $+a$ anliegen, als negative, die letzteren an $-a$ als positive Hemipyramiden zu bezeichnen pflegt. Danach hat man:

vordere schiefe Prismen (vordere augitartige Paare, — Hemipyramiden):

$$\frac{a}{h}:\frac{b}{k}:\frac{c}{l}=(hkl) \text{ (Fig. 237).}$$

Fig. 237. Fig. 238. Fig. 239. Fig. 240.

hintere schiefe Prismen (hintere augitartige Paare, + Hemipyramiden):

$$\frac{a}{-h}:\frac{b}{k}:\frac{c}{l}=(\bar{h}kl) \text{ (Fig. 238).}$$

Liegen die Prismen den Achsen c oder a parallel, dann kann selbstverständlich der Unterschied zwischen vorn und hinten nicht zur Geltung kommen. Man hat dann:

b. *Vertikalprismen*, parallel der Vertikalachse c (Fig. 239). Ihr Ausdruck ist: $\frac{a}{h} : \frac{b}{k} : \infty c = (hk0)$.

c. *Horizontalprismen* (Klinodomen), parallel zur Klinodiagonale a (Fig. 240) mit dem Ausdruck: $\infty a : \frac{b}{k} : \frac{c}{l} = (0kl)$.

Diese drei Arten von Prismen sind nicht absolut voneinander verschieden; ihr spezieller Charakter hängt von der Wahl der Achsen a und c ab und ändert sich mit dieser. Ein Vertikalprisma wird zum Klinodoma, wenn man die bisher als Vertikalachse betrachtete Richtung als Klinoachse, oder zu einem schiefen Prisma, wenn man eine andere in der Symmetrieebene liegende Kante als Achse c annimmt, was man jederzeit tun kann etc.

2. Querpinakoide. Flächenpaare parallel der Orthodiagonale b, also senkrecht zur Symmetrieebene (Achsenebene ac). Es sind gewissermaßen Prismen, deren vorderer Winkel $= 180^0$ ist und deren Flächen längs der vorderen in der Symmetrieebene liegenden Kante in eine zusammengefallen sind. In derselben Weise wie bei den Prismen kann man dann auch hier drei verschiedene Lagen an den Achsen a und c unterscheiden:

a. *Schiefendflächen* (Hemidomen, Orthodomen, Hemiorthodomen, da zwei zusammen eine domatische Form parallel der Orthodiagonale geben). Sie entsprechen den schiefen Prismen und haben den allgemeinen Ausdruck: $\frac{a}{h} : \infty b : \frac{c}{l}$. Je nachdem sie an den Achsen vorn oder hinten liegen, zerfallen sie in

vordere Schiefendflächen (negative Hemidomen):

$$\frac{a}{h} : \infty b : \frac{c}{l} = (h0l) \text{ (Fig. 241) und}$$

hintere Schiefendflächen (positive Hemidomen):

$$\frac{a}{-h} : \infty b : \frac{c}{l} = (\bar{h}0l) \text{ (Fig. 242).}$$

Fig. 241. Fig. 242. Fig. 243. Fig. 244.

b. *Querfläche* (Orthopinakoid); den Achsen b und c parallel. $a : \infty b : \infty c = (100)$ (Fig. 243). Entspricht den Vertikalprismen.

c. *Geradendfläche* (Basis); den Achsen a und b parallel. $\infty a : \infty b : c = (001)$ (Fig. 244). Entspricht den Klinodomen.

Auch bei diesen drei Formen hängt wie bei den Prismen der spezielle Charakter von der Wahl der Achsen a und c ab; ihr Unterschied ist wieder kein absoluter.

3. *Längsfläche* (Klinopinakoid); senkrecht zur Achse b, also der S. E. ac parallel. $\infty a : b : \infty c = (010)$ (Fig. 245). Entspricht einem Prisma, an dem der seitliche Winkel $= 180^{\circ}$ ist.

Fig. 245.

Dieses Pinakoid unterscheidet sich absolut von den Querpinakoiden, seine Stellung ist von der Wahl der Achsen a und c ganz unabhängig, mit denen es parallel geht, diese Achsen mögen in der S. E. gewählt sein wie sie wollen. Das Klinopinakoid bleibt bei jeder Achsenwahl ein solches und ändert seinen Charakter niemals.

Andere einfache Formen als die genannten sind im monoklinen System unmöglich. Weder ist eine andere Flächenlage denkbar, als in diesen Formen, noch ein wesentlich anderer Flächenausdruck, der sich nicht auf die obigen zurückführen ließe.

Die Basis, die Längsfläche und die Querfläche sind die Fundamentalflächen des Achsensystems, eine Hemipyramidenfläche dient als Einheitsfläche.

147. Naumannsche Bezeichnung und Übersicht. Die Naumannsche Bezeichnung der monoklinen Formen ist ganz ähnlich der der rhombischen, nur hat man hier stets statt der Brachy- und Makrodiagonale, die Klino- und Orthodiagonale zu setzen. Ganz ebenso wie im rhombischen System werden auch hier drei Reihen der Pyramiden (hier Hemipyramiden) und der Vertikalprismen unterschieden, die man die Hauptreihe, die orthodiagonale und die klinodiagonale Nebenreihe nennt. Man geht auch hier von denjenigen Formen der Hauptreihe aus, deren Flächen von der Achse die Achseneinheiten abschneiden. Dies sind die beiden schiefen Prismen: das negative: $+a : b : c$ und das positive: $-a : b : c$, die zusammen die Grundform (Grundpyramide, primäre Pyramide) bilden. Naumann bezeichnet nun das vordere schiefe Prisma (— Hemipyramide): $+a : b : c$ mit $-P$, das hintere schiefe Prisma (+Hemipyramide): $-a : b : c$ mit $+P$. Alle Pyramiden mit anderen Ableitungszahlen als 1 werden nun wieder in der Weise ausgedrückt, daß man die Ableitungszahl m für die Vertikalachse c vor P, die Ableitungszahl $n \gtrless 1$ für die Achse a oder b hinter P schreibt. Je nachdem sich n auf die Orthodiagonale b oder die Klinodiagonale a bezieht (orthodiagonale oder klinodiagonale Nebenreihe) wird P gerade oder schief durchstrichen oder auch wohl über das n ein horizontaler oder schiefer Strich gesetzt. Der allgemeine Naumannsche Ausdruck einer beliebigen Hemipyramide (eines beliebigen schiefen Prismas) wäre demnach:

Orthodiagonale Nebenreihe: $\mp m\text{P̶}n$ oder $mP\bar{n} = \pm a : nb : mc$.
Klinodiagonale Nebenreihe: $\mp m\text{Ꝑ}n$ oder $mP\acute{n} = \pm na : b : mc$.
In der Hauptreihe ist $n = 1$, also: $\mp mP = \pm a : b : mc$.

Bei den Vertikalprismen hat man dieselben drei Reihen, aber der Unterschied der negativen oder positiven Formen fällt hier weg, da die hinteren Flächen die parallelen Gegenflächen der vorderen, also zu diesen selbstverständlich zugehörig sind.

Danach hat man die folgende Übersicht über die einfachen monoklinen holoedrischen Formen:

1. Prismen und zwar:

a. *Schiefe Prismen (Hemipyramiden):*

α. Hauptreihe:

vordere schiefe Pr. (— Hemipyr.): $-mP = +a:b:mc$ od. (hhl).
hintere schiefe Pr. (+ Hemipyr.): $+mP = -a:b:mc$ od. $(\bar{h}hl)$.
hierher die Grundform: $-P = +a:b:c = (111)$ und $+P = -a:b:c = (\bar{1}11)$.
ferner z. B.: $-2P = a:b:2c = (221)$; $+\frac{1}{3}P = -a:b:\frac{1}{3}c = (\bar{1}13)$.

β. Orthodiagonale Nebenreihe:

vord. schiefe Pr. (— Hemipyr.): $-m\bar{P}n = a:nb:mc$ od. $(hkl)\ h > k$.
hint. schiefe Pr. (+ Hemipyr.): $+m\bar{P}n = -a:nb:mc$ od. $(\bar{h}kl)\ h > k$.
z. B.: $-2\bar{P}3 = a:3b:2c = (623)$; $+\bar{P}2 = -a:2b:c = (\bar{2}12)$.

γ. Klinodiagonale Nebenreihe:

vord. schiefe Pr. (— Hemipyr.): $-m\grave{P}n = na:b:mc$ od. $(hkl)\ h < k$.
hint. schiefe Pr. (+ Hemipyr.): $+m\grave{P}n = -na:b:mc$ od. $(\bar{h}kl)\ h < k$.

b. *Vertikalprismen:*

α. Hauptreihe: $\infty P = a:b:\infty c = (110)$.
β. Orth. N. R.: $\infty\bar{P}n = a:nb:\infty c$ oder $(hk0)\ h > k$.
z. B.: $\infty\bar{P}2 = a:2b:\infty c = (210)$.
γ. Klinod.N.R.: $\infty\grave{P}n = na:b:\infty c$ oder $(hk0)\ h < k$.
z. B.: $\infty\grave{P}\frac{3}{2} = \frac{3}{2}a:b:\infty c = (230)$.

c. *Klinodomen:* $m\grave{P}\infty = \infty a:b:mc$ oder $(0kl)$.
z. B.: $2\grave{P}\infty = \infty a:b:2c = (021)$.

2. Querpinakoide:

a. *Schiefendflächen* (Hemidomen) und zwar:
vordere Schiefendfl. (— Hemid.): $-m\bar{P}\infty$ oder $(h0l)$,
z. B. $-\bar{P}\infty\ (101)$; $-\frac{1}{2}\bar{P}\infty = (102)$; etc.
hintere Schiefendfl. (+ Hemid.): $+m\bar{P}\infty$ oder $(\bar{h}0l)$,
z. B. $\bar{P}\infty = (\bar{1}01)$; $\frac{3}{2}\bar{P}\infty = (\bar{3}02)$; etc.

b. *Querfläche* (Orthopinakoid): $\infty\bar{P}\infty = (100)$.

c. *Basis* (Geradendfläche): $0P = (001)$.

3. Längsfläche (Klinopinakoid): $\infty\grave{P}\infty = (010)$.

148. Kombinationen. Die Kombinationen dieser einfachen Formen kann man sich leicht vorstellen. Ein vorderes und hinteres schiefes Prisma geben ein monoklines Oktaeder (Pyramide) (Fig. 246, 247), wo

bei den idealen Formen die Achse b zwar stets durch die zwei seitlichen Ecken gehen muß, die Achsen a und c gehen aber nicht not-

Fig. 246. Fig. 247. Fig. 248.

wendig durch die anderen Ecken (Fig. 246). Eine Schiefendfläche $(h_1 0 l_1)$ ist auf die vordere, in der Symmetrieebene gelegene Kante eines Prismas, z. B. eines Vertikalprismas ($hk0$) gerade, aber schief zu den Prismenkanten- und -flächen aufgesetzt (Fig. 248). Das Klinopinakoid (010) und zwei Querpinakoide z. B. ($h0l$) und (100) geben ein oblonges Prisma mit schiefer Endfläche (Fig. 249). In dem monoklinen *Feldspatkrystall* (Fig. 250) geht die Symmetrieebene durch die Kanten T/T senkrecht über die Flächen P, k, x, y hinweg, und verläuft parallel mit der Fläche M; notwendig müssen P, k, x, y auf M senkrecht sein, sonst wäre ja keine Symmetrie rechts und links von der mit M parallelen Symmetrieebene; der Krystall wäre nicht monoklin.

Fig. 249. Fig. 250.

Die Symmetrieachse b steht senkrecht auf M, M ist stets das Klinopinakoid (Längsfläche) ∞P∞ (010). Achse b ist mit den Flächen P, x, y, k, also mit Kanten P/x etc. parallel, die Flächen P, x, y, k sind somit Querpinakoide. Die Flächen T, ebenso n und o bilden Prismen. Wählt man nun T als Vertikalprisma ∞P (110), dann wird die Kante T/T ($\parallel T/M$) Vertikalachse c und k wird Querfläche (Orthopinakoid) ∞P∞ (100). Wählt man ferner die Kantenrichtung P/n ($\parallel M/n$) als Achse a, dann ist P als Basis $= 0P$ (001) und n wird ein Klinodoma mP∞ oder ($0kl$) und o ein hinteres schiefes Prisma oder eine + Hemipyramide. x und y sind hintere Schiefendflächen oder + Hemidomen: + mP∞ oder ($\bar{h}0l$). Nimmt man nun an, daß z. B. die Hemipyramide o einen bestimmten Ausdruck, etwa ($\bar{1}11$) habe und zieht z. B. die drei unabhängigen gemessenen Flächenwinkel o/o, n/n und P/k in Betracht, so ergibt sich das Achsenverhältnis $a:b:c$ durch Rechnung. ∢ β kann dann als ∢ P/k direkt gemessen werden. Die Indices der anderen Flächen folgen ebenfalls aus deren Neigungswinkeln oder aus den Zonenverhältnissen. Würde man für o oder T andere Ausdrücke zu Grunde legen, so würde man andere Werte für das Achsensystem und auch für die Indices der übrigen Flächen finden. Statt T kann

man aber auch n oder o etc. als Vertikalprisma auffassen; man könnte eine oder die andere $\parallel b$ verlaufende Fläche als Basis etc. wählen und würde dadurch wieder andere Achsensysteme erhalten, welche alle dem Krystall im allgemeinen gleich gut zu Grunde gelegt werden können.

Hemiedrische Klassen.

Es sind zwei hemiedrische Klassen möglich, indem das eine Mal die Symmetrieachse, das andere Mal die Symmetrieebene und beide Male gleichzeitig das Symmetriecentrum verschwindet.

Monoklin-hemiedrische (domatische) Klasse.

149. Monokline Hemiedrie. An jedem Prisma (schiefen Prisma, Vertikalprisma, Klinodoma) bleiben nur die beiden in der Symmetrieebene zusammenstoßenden Flächen einander gleich, die beiden parallelen Gegenflächen werden von diesen verschieden und entsprechend bei den anderen einfachen monoklinen Formen, die man dabei als spezielle Fälle der Prismen betrachtet. Die Symmetrieebene bleibt dann bestehen, aber die Symmetrieachse und das Symmetriecentrum fallen weg. Die sämtlichen Prismen geben dann je zwei korrelate Hemiprismen, die sich durch eine Drehung um 180° um die Orthoachse zur Deckung bringen lassen und die als vordere und hintere (resp. obere und untere) unterschieden werden können. Die Pinakoide parallel der Orthodiagonale zerfallen je in eine vordere und eine hintere (obere und untere) Einzelfläche. Das Klinopinakoid tritt stets mit seinen beiden Flächen auf. Der *Skolezit* ist ein Beispiel dieser Hemiedrie.

Monoklin-hemimorphe (monoklin-sphenoidische) Klasse.

150. Monokline Hemimorphie. Die Krystalle sind in der Richtung der Orthodiagonale hemimorph geworden; diese ist Achse der Hemimorphie, an ihren beiden Enden ist die Ausbildung verschieden. Von jedem Prisma sind die beiden am Ende der Symmetrieachse zusammenstoßenden Flächen einander gleich und von den parallelen Gegenflächen am anderen Ende verschieden und entsprechend bei den anderen einfachen monoklinen Formen. Die Symmetrieebene ist weggefallen und damit gleichzeitig das Symmetriecentrum; die Symmetrieachse ist als einziges Symmetrieelement erhalten geblieben. Die Prismen zerfallen in je zwei rechts und links liegende enantiomorphe Hemiprismen (Sphenoide) und das Klinopinakoid in die beiden Einzelflächen, während die Pinakoide parallel der Orthodiagonale alle mit ihren beiden Flächen auftreten. Beispiele: Milchzucker, Rohrzucker, Weinsäure. Ein hierher gehöriges Mineral ist noch nicht bekannt geworden.

6. Triklines System.

(Klinorhomboidisches, asymmetrisches, eingliedriges System).

Es umfaßt alle diejenigen Krystalle, die auf drei ungleiche sich unter drei verschiedenen schiefen Winkeln schneidende Achsen a, b, c bezogen werden können. Das Achsenschema ist also:

$$a : b : c; \ \measuredangle\, b/c = \alpha, \ c/a = \beta, \ a/b = \gamma.$$

Wir haben hier den allgemeinsten Fall, daß fünf unbekannte Größen in dem Achsensystem vorhanden sind; die drei Achsenwinkel und zwei Achsen (die dritte z. B. $b = 1$ gesetzt). Es sind also zur Bestimmung des Achsensystems fünf voneinander unabhängige Winkel zu messen (38).

151. Achsen des triklinen Systems. Die drei ungleichen Achsen a, b, c schneiden sich unter den ungleichen und schiefen Winkeln $a/b = \gamma$, $b/c = \alpha$, $c/a = \beta$. Sie bestimmen acht Oktanten, von welchen jeder nur dem diametral gegenüberliegenden gleich ist. Eine der Achsen denkt man sich aufrecht und nennt sie die Vertikalachse c, die beiden anderen a (Brachydiagonale, Brachyachse oder Längsachse, von vorn nach hinten) und b (Makrodiagonale, Makroachse oder Querachse, von rechts nach links) verhalten sich wie im rhombischen System. Man stellt die Krystalle gerne so auf, daß die Winkel α, β, γ im vorderen, oberen, rechten Oktanten stumpf sind.

Triklin-vollflächige (pinakoidale) Klasse.

152. Triklin-vollflächige (pinakoidale) Klasse. Keine Symmetrieebene und keine Symmetrieachse, sondern nur noch ein Symmetriecentrum. Da die Flächen nicht mehr zu gewissen Ebenen symmetrisch angeordnet sind, so ist zu jeder nur ihre parallele und gleiche Gegenfläche mit Notwendigkeit vorhanden und bildet mit dieser zusammen eine einfache Krystallform, die einzige, die es gibt, ein Flächenpaar. Der ganze Krystall wird umgrenzt von solchen Flächenpaaren, welche nur dem Gesetz der rationalen Achsenschnitte unterworfen sind, er ist also stets eine Kombination. Je drei beliebige Kantenrichtungen können, wenn sie nicht in einer Ebene liegen, als Achsen angenommen werden. An solchen haben dann die Krystallflächen (Flächenpaare) eine bestimmte Lage, und danach werden sie mit verschiedenen Namen belegt. *Viertelpyramiden* (Tetartopyramiden) schneiden alle drei Achsen. Ihrer vier, die in einer Ecke zusammenstoßen, geben eine vollständige Pyramide. *Hemiprismen* schneiden a und b und gehen c parallel; *Hemidomen* schneiden a und c, resp. b und c und gehen mit b, resp. mit a parallel. Sie sind als Makro- und Brachydomen (Quer- und Längsprismen) zu unterscheiden. Je zwei solche derselben Achse parallele Flächenpaare geben ein Prisma resp. ein Doma. *Pinakoide* gehen den Achsenebenen parallel und bilden die Fundamentalflächen des Achsensystems. Dies alles gilt aber immer nur für ein ganz bestimmtes Achsensystem. Nimmt man andere Kanten zu Achsen, so können die Flächen an dem neuen Achsensystem eine ganz andere Lage und damit andere Namen haben; die Hemiprismen können Pinakoide, die Viertelpyramiden Hemidomen etc. werden, so

daß also keinerlei absoluter Unterschied zwischen diesen Flächenpaaren vorhanden ist.

152a. Naumannsche Bezeichnung und Übersicht. Nach der Naumannschen Methode wird eine Fläche, welche von den Achsen die Einheiten abschneidet (die Einheitsfläche) mit P bezeichnet. Dieses P kann nun in irgend einem der vier vorderen Oktanten liegen, also oben rechts oder links, oder unten rechts oder links; die parallelen Gegenflächen liegen dann in den vier hinteren Oktanten. Um die Lage in einem der vorderen Oktanten anzudeuten, wird an dem P oben oder unten, rechts oder links ein Akzent ' angebracht, so daß P' eine Fläche $a:b:c$ ist, welche in dem vorderen Oktanten oben rechts liegt; also wenn der hintere Zweig von a, der linke von b und der untere von c negativ sind: $P' = a:b:c = (111)$; $,P = a:-b:-c = (1\bar{1}\bar{1})$ etc. Andere Achsenschnitte als in der Einheit werden durch Ableitungszahlen m vor P und n hinter P angegeben, genau wie im rhombischen System. Erstere, $m \left(\gtreqless 1\right)$, beziehen sich immer auf die Achse c, letztere, $n\,(\geqq 1)$, auf b oder a, je nachdem sie mit der speziellen Bezeichnung — oder ⌣ versehen sind (140). Dies entspricht ganz einer makrodiagonalen ($\bar{n}$) und einer brachydiagonalen ($\breve{n}$) Nebenreihe, die neben der Hauptreihe ($n = 1$) hier ganz in derselben Weise bei den Pyramiden und Vertikalprismen unterschieden werden können, wie im rhombischen System. Die Flächen von Hemiprismen und Hemidomen liegen gleichzeitig in zwei vorderen Oktanten, die ebenfalls durch Akzente an P in entsprechender Weise bezeichnet werden. Bei den drei Pinakoiden, die gleichzeitig in vier Oktanten liegen, ist eine solche Unterscheidung durch Akzente überflüssig; hier ist das Naumannsche Symbol für sich schon unzweideutig.

Demnach hat man über die an triklinen Krystallen vorkommenden einfachen Formen die folgende Übersicht, wo a, b, c die Hauptreihe resp. die makro- und die brachydiagonale Nebenreihe bezeichnen:

1. *Viertelpyramiden* (Tetartopyramiden):

oben rechts: a) $mP' = a:b:mc$ oder (hhl) $\left(h \gtreqless l\right)$.
b) $mP'\bar{n} = a:nb:mc$ oder (hkl) $(h > k)$.
c) $mP'\breve{n} = na:b:mc$ oder (hkl) $(h < k)$.

oben links: a) $m'P = a:-b:mc$ oder $(h\bar{h}l)$.
b) $m'P\bar{n} = a:-nb:mc$ oder $(h\bar{k}l)$ $(h > k)$.
c) $m'P\breve{n} = na:-b:mc$ oder $(h\bar{k}l)$ $(h < k)$.

unten rechts: a) $mP_, = a:b:-mc$ oder $(hh\bar{l})$.
b) $mP_,\bar{n} = a:nb:-mc$ oder $(hk\bar{l})$ $(h > k)$.
c) $mP_,\breve{n} = na:b:-mc$ oder $(hk\bar{l})$ $(h < k)$.

unten links: a) $m{,}P \;= a : -b : -mc$ oder $(h\bar{h}\bar{l})$.

b) $m{,}P\bar{n} = a : -nb : -mc$ oder $(h\bar{k}\bar{l})$ $(h > k)$.

c) $m{,}P\breve{n} = na : -b : -mc$ oder $(h\bar{k}\bar{l})$ $(h < k)$.

z. B. $3P' = (331)$; ${}'P = (1\bar{1}1)$; $2P{,}\bar{2}$ $(21\bar{1})$; $\frac{1}{2}{,}P\breve{3} = (1\bar{3}\bar{6})$.

Die vier Flächen P', ${}'P$, $P{,}$, ${,}P$ begrenzen miteinander die Grundform, der man das Zeichen ${,}{}'P{,}'$ geben könnte.

2. Hemiprismen und Hemidomen:

rechte Hemiprismen:

a) $\infty P{,}' = (110)$; b) $\infty P{,}'\bar{n}$ oder $(hk0)$ $(h > k)$; c) $\infty P{,}'\breve{n}$ oder $(hk0)$ $(h < k)$

linke Hemiprismen:

a) $\infty{,}{}'P = (1\bar{1}0)$; b) $\infty{,}{}'P\bar{n}$ oder $(h\bar{k}0)$ $(h > k)$; c) $\infty{,}{}'P\breve{n}$ oder $(h\bar{k}0)$ $(h < k)$

z. B. $\infty P{,}'\bar{2} = (210)$; $\infty{,}{}'P\breve{3} = (1\bar{3}0)$ etc.

obere Makrodomen: $m{}'P'\bar{\infty}$ oder $(h0l)$ z. B.: $2{}'P'\bar{\infty} = (201)$.

untere Makrodomen: $m{,}P{,}\bar{\infty}$ oder $(h0\bar{l})$ z. B.: $\frac{1}{3}{,}P{,}\bar{\infty} = (10\bar{3})$.

rechte Brachydomen: $m{,}P'\breve{\infty}$ oder $(0kl)$ z. B.: $2{,}P'\breve{\infty} = (021)$.

linke Brachydomen: $m{}'P{,}\breve{\infty}$ oder $(0k\bar{l})$ z. B.: $\frac{1}{3}{}'P{,}\breve{\infty} = (01\bar{3})$.

3. Pinakoide:

Makropinakoid (Querfläche): $\infty P\bar{\infty} = (100)$.

Brachypinakoid (Längsfläche): $\infty P\breve{\infty} = (010)$.

basisches Pinakoid (Basis): $0P = (001)$.

Beispiel. Wählt man in dem Fig. 251 als Beispiel einer triklinen Kombination dargestellten Krystall von *Kupfervitriol* die Kanten T/n, T/P und M/P als Achsen c, b, a, dann ist T, M, P der Reihe nach Quer- und Längsfläche und Basis (Fundamentalflächen). n ist ein linkes, r ein rechtes Hemiprisma; v ein rechtes Brachydoma; s ist eine rechte obere Hemipyramide; w, q, o sind rechte untere, und p ist eine linke untere Hemipyramide. Irgend eine der Viertelpyramiden wäre dabei die Einheitsfläche. Wäre dagegen wieder T/n Vertikalachse, aber n/P als Makro- und v/r als Brachydiagonale genommen, so wäre n die Quer- und r die Längsfläche; P wäre ein vorderes oberes Makrodoma, p die Basis, M und T zwei Hemiprismen etc., und so wäre für jede andere Achsenwahl die Bezeichnung der Flächen eine andere. Die Neigungswinkel der Flächen geben jedesmal die Achsenlängen und -Winkel. Die Symbole der einzelnen Flächen, welche an jedem speziellen Achsensystem andere werden, folgen aus den Zonen, oder ebenfalls aus gemessenen Winkeln.

Fig. 251.

Triklin-hemiedrische (asymmetrische, hemipinakoidale, pediale) Klasse.

153. Trikline Hemiedrie. Hemiedrie kommt im triklinen System an Mineralien nach unseren bisherigen Erfahrungen nicht vor, wohl aber an künstlichen Krystallen. Jedes Flächenpaar zerfällt in zwei Einzelflächen. Jede Fläche ist von allen anderen, auch von den etwa noch vorhandenen parallelen Gegenflächen, verschieden und bildet für sich allein eine einfache Krystallform. Da zu den einzelnen Flächen die parallelen Gegenflächen entweder fehlen oder verschieden geworden sind,

so ist hier auch das letzte Symmetrieelement, das Symmetriecentrum verschwunden; die Krystalle sind vollkommen asymmetrisch.

E. Gesetzmäſsige Verwachsung der Krystalle.

Parallelverwachsung.

154. Parallelverwachsung. Krystalle derselben Substanz findet man zuweilen vollkommen parallel miteinander verwachsen, d. h. so, daß die physikalisch gleichen Richtungen in beiden Individuen parallel sind (5). Dann sind die Achsen des einen Individuums parallel den entsprechenden Achsen des anderen und damit auch die Begrenzungselemente des einen parallel den entsprechenden Begrenzungselementen des anderen Individuums. So findet man z. B. häufig reguläre Oktaeder von Alaun in der Fig. 252 dargestellten Weise verwachsen. Es entstehen dabei einspringende Winkel, die so beschaffen sind, daß je eine Fläche derselben an einem Individuum parallel einer Fläche am anderen Individuum ist, also hier z. B. an dem einspringenden Winkel a_1/a'_2 die Flächen $a_1 \parallel a'_1$, $a'_2 \parallel a_2$ etc. Diese Art der Parallelverwachsung ist sehr häufig und es sind hierauf sehr viele einspringende Winkel an Krystallindividuen zurückzuführen; letztere haben ja sonst lauter ausspringende Winkel (12). Durch solche Parallelverwachsung entstehen zuweilen eigentümliche Gebilde, wie z. B. die sog. Scepterquarze, bei welchen auf einem langen dünnen Quarzsäulchen ein kurzer dicker Quarzkrystall aufgesetzt ist (Fig. 253) etc. (vergl. auch 172).

Fig. 252.

Fig. 253.

Nicht selten ist eine große Anzahl einzelner kleinerer Individuen parallel verwachsen und diese bilden dann einen größeren Krystall, der zuweilen eine ganz andere Form zeigt, als die kleinen Einzelkryställchen, aus welchen er aufgebaut ist, und welche auch wohl als *Subindividuen* bezeichnet werden. So findet man zuweilen Oktaeder von Flußspat, welche von lauter untereinander parallelen Würfelchen gebildet sind, deren Ecken alle im Niveau der Flächen des Oktaeders liegen, so daß dadurch die Gestalt des letzteren, aber von lauter *Scheinflächen* begrenzt, hervorgebracht wird (Fig. 254). Ebenso findet man vielfach rhomboedrisch oder skalenoedrisch begrenzte Kalkspatkrystalle, welche aus kleinen Rhomboederchen, zuweilen von derselben

Form wie die von ihnen gebildeten großen Rhomboeder, oder aus anders gestalteten Subindividuen zusammengesetzt erscheinen. Man bringt diese Erscheinungen in Zusammenhang mit dem allmählichen Wachstum der Krystalle, das durch Auflagerung neuer Substanz auf der Oberfläche der alten vor sich geht, und nennt sie *Wachstumserscheinungen*. Auch bezeichnet man wohl das ganze Gebiet der hierher gehörigen Erscheinungen mit dem Namen *Krystallotektonik*, um den Aufbau der Krystalle aus den Subindividuen anzudeuten. Die Subindividuen sind übrigens nicht immer groß und einzeln deutlich erkennbar und von den anderen deutlich unterscheidbar. Die durch ihre Verwachsung gebildeten größeren Krystalle zeigen häufig eigentümliche Oberflächenerscheinungen (drusig, fazettiert, parkettiert etc.) (175).

Fig. 254. Fig. 255. (Nach G. Tschermak.) Fig. 256.

Häufig kommt es vor, daß kleine Kryställchen, welche einen größeren Krystall zusammensetzen, nicht vollkommen, sondern nur annähernd parallel (hypoparallel) miteinander verwachsen. Dann sind die Flächen der so gebildeten größeren Krystalle nicht eben, sondern mehr oder weniger stark gekrümmt. Auf diese Weise entstehen z. B. die sattelförmig gekrümmten Flächen der Rhomboeder des Braunspats und anderer Mineralien (Fig. 255), ferner Gruppen, wie z. B. die sog. garbenförmigen Krystalle des Desmin (Fig. 256), wo von der Mitte eine Anzahl prismenförmiger Krystalle in nahezu paralleler Richtung, aber doch etwas divergierend, nach oben und unten ausstrahlen, so daß in der Mitte eine Einschnürung entsteht, und anderes ähnliches mehr. Doch dürfen nicht ohne weiteres alle krummen Flächen auf diese Weise erklärt werden ((116), (134)).

Sadebeck, Angewandte Krystallographie. Berlin 1876 pag. 156 ff.

Zwillingsverwachsung.

(Vergl. Sadebeck, Angewandte Krystallographie. 1876. Tschermak, Min. und petr. Mitteilungen II. 499. 1879. *Brögger*, Zeitschr. f. Kryst. 16. 1890. 24. Klein, Über Zwillingsverbindungen und Verzerrungen, 1868. Liebisch, Zeitschr. f. Kryst. 2. 1877 pag. 74; Bd. 4. 1879 pag. 201).

155. Zwillinge. Krystallindividuen derselben Substanz kommen nicht nur in paralleler, sondern auch in nichtparalleler Stellung, aber in ganz bestimmter, krystallographisch gesetzmäßiger Weise miteinander verwachsen vor. Letztere Verwachsungen nennt man *Zwillinge.* Wenige Fälle ausgenommen, besteht die Gesetzmäßigkeit darin, daß die zwei Individuen, welche den Zwilling bilden, zu einer an beiden in gleicher Weise krystallonomisch definierbaren Ebene symmetrisch (umgekehrt) liegen. Diese Ebene heißt die *Zwillingsfläche* (Zw. Fl.), die Normale derselben die *Zwillingsachse* (Zw. A.). Die Begrenzungselemente des ersten Individuums auf der einen Seite der Zwillingsfläche entsprechen gleichen Begrenzungselementen des zweiten auf der anderen Seite. Die Zwillingsfläche halbiert die Winkel der sich symmetrisch gegenüberliegenden Flächen und Kanten und liegt in Zonen, die ununterbrochen über den ganzen Zwilling hinweg gehen, so daß dadurch ihr Ausdruck sich nicht selten ohne weiteres ergibt. Die symmetrische Lage beider Individuen tritt oft auf den ersten Blick hervor, ist aber auch häufig durch Verzerrung, durch die Art ihrer Ausbildung und Verwachsung etc. versteckt und dann schwierig und nicht ohne sorgfältiges Studium zu konstatieren. Dreht man das eine Individuum eines solchen Zwillings um die Zwillingsachse um 180° herum, so wird es dem anderen Individuum parallel, und umgekehrt: Sind beide Individuen parallel und dreht man das eine um 180° um die Zwillingsachse, so kommt es in die Zwillingsstellung gegen das andere. In den verschwindend wenigen Fällen, in denen die beiden Individuen eines Zwillings nicht gegen eine Ebene symmetrisch liegen (166), wo also keine Zwillingsfläche existiert, ist wenigstens eine Linie vorhanden, welche die angegebene Eigenschaft der Zwillingsachse hat, und welche man daher auch hier als Zwillingsachse bezeichnet.

Die Zwillingsfläche ist in den meisten Fällen eine wirklich vorhandene oder eine mögliche Krystallfläche beider Individuen und zwar ist es stets in beiden Individuen eine Fläche derselben einfachen Form, sie ist in beiden gleichnamig, z. B. bei regulären Krystallen vielfach eine Oktaederfläche, bei Aragonitkrystallen eine Fläche des Vertikalprismas ∞P (110) etc. Ist die Zwillingsfläche als Krystallfläche ausgebildet, dann ist sie in beiden Individuen parallel und daran als Zwillingsfläche meist ohne weiteres leicht erkennbar. Ist sie nicht als Krystallfläche vorhanden, so ist häufig eine eingehende Untersuchung am Goniometer nötig. Als Zwillingsfläche kann im allgemeinen jede Fläche eines Krystalls auftreten, doch kann niemals die Zwillingsfläche einer Symmetrieebene desselben parallel sein. Denn, wenn zwei Individuen symmetrisch zu einer in beiden gleichartigen Symmetrieebene verwachsen sind, sind sie stets parallel und nicht in

Zwillingsstellung gegeneinander. Wenn das eine Individuum aus der Parallelstellung heraus um eine Achse senkrecht zu einer Symmetrieebene um 180° gedreht wird, so ist es immer wieder dem anderen Individuum parallel. Für den Fall, daß die Zwillingsfläche parallel mit einer Krystallfläche ist, ist die Zwillingsachse meist entweder einer wirklich vorhandenen oder einer möglichen Krystallkante parallel und zwar wieder derselben Kante in beiden Individuen. Die Richtung der Zw. A. entspricht aber auch zuweilen keiner möglichen Kantenrichtung in den Einzelkrystallen. Selten, besonders bei den Zwillingen trikliner Krystalle vorkommend, sind die Fälle, in denen die Zwillingsfläche keiner möglichen Fläche der Individuen parallel ist. In diesem Falle ist dann entweder die Zwillingsachse wie vorhin einer in beiden Individuen gleichartigen Kante parallel; oder auch sie ist einer Kante nicht parallel, läßt sich aber krystallonomisch so definieren, daß sie in einer beiden Individuen gemeinsamen Fläche auf einer ebenfalls beiden gemeinsamen Kante derselben Fläche senkrecht steht.

Durch die Angabe der Zwillingsfläche oder -achse ist der Zwilling unzweideutig bestimmt. Man nennt diese Angabe das *Zwillingsgesetz.*

Häufig sind die beiden Zwillingsindividuen nach der Zwillingsfläche miteinander verwachsen, in vielen Fällen geschieht dies auch nach einer anderen Fläche. Von der Zwillingsfläche ist also die *Verwachsungsfläche* zu unterscheiden. Sie ist nicht selten an einspringenden Winkeln zu erkennen. Wenn die Verwachsungsfläche der Zwillingsfläche parallel ist, ist das Zwillingsgesetz meist leicht zu erkennen, indem rechts und links von ihr gleiche Begrenzungselemente beider Individuen sich unmittelbar gegenüberliegen. Wenn beide Flächen nicht miteinander übereinstimmen, können verschiedene Verhältnisse eintreten. Die Verwachsungsfläche ist dann oft auf der Zwillingsfläche senkrecht; man muß sich dann hüten, sie für die letztere zu nehmen. In sehr vielen Fällen ist sie aber auch anders gerichtet. Sie ist dann entweder noch mehr oder weniger eben, oder kann auch einen ganz unebenen Verlauf nehmen; sie kann sehr stark gekrümmt sein und sogar aus mehreren getrennten Teilen bestehen. Bei solch komplizierter Verwachsung ist das Zwillingsgesetz meist nicht mehr ohne weiteres erkennbar und es bedarf dann gleichfalls einer eingehenden goniometrischen Untersuchung, um zu finden, zu welcher Fläche oder zu welcher Achse die beiden Individuen symmetrisch liegen, d. h. welches die Zwillingsfläche oder die Zwillingsachse ist, mit anderen Worten das Zwillingsgesetz zu bestimmen.

Die in den folgenden Paragraphen angeführten Beispiele werden das Gesagte und noch weitere Verhältnisse der Zwillingskrystalle erläutern.

Beispiele. 156. Ein einfaches Beispiel einer Zwillingsbildung bietet der in Fig. 257 und 258 dargestellte *Augitkrystall*, bei dem der Augenschein lehrt, daß er aus zwei monoklinen Individuen von der Form der Fig. 259 zusammengesetzt ist, an welchen T ein vertikales Prisma, M die Längsfläche, K die Querfläche und o ein schiefes Prisma (augitartiges Paar) darstellen. Die Grenze beider Individuen wird deutlich markiert durch die einspringenden Kanten der Flächen o und $\underline{o}$. Die nähere Untersuchung lehrt, daß die Flächen K (K und $\underline{K}$) in beiden Individuen parallel sind und daß $Ko\underline{o}\underline{K}$ in einer Zone liegen, da die Kanten K/o und $\underline{K}/\underline{o}$ den einspringenden Kanten $o/\underline{o}$ parallel laufen. Somit ist die beiden Individuen gemeinsame Fläche, die Zwillingsfläche, zu der sie beide symmetrisch liegen, in diesem Fall parallel mit der Querfläche K. Rechts und links von dieser in Fig. 257 auf M gestrichelt dargestellten Fläche ist alles, Flächen, Kanten und Ecken, in beiden Individuen gleich. Das Zwillingsgesetz würde also hier lauten: „Zwillingsfläche ist die Querfläche K“, oder man sagt auch: „Beide Individuen haben die Querfläche K gemein und liegen

Fig. 257. Fig. 258. Fig. 259. Fig. 260.

umgekehrt (d. h. zu K symmetrisch)“. Die Zwillingsfläche ist hier auch zugleich die Verwachsungsfläche.

Man kann nun auch mit Hilfe der auf der Zwillingsfläche senkrechten Zwillingsachse zu einer klaren Vorstellung über die gegenseitige Lage der Individuen im Zwilling gelangen und das Zwillingsgesetz auch mit Hilfe dieser Achse angeben. Denkt man sich nämlich beide Individuen dieses Zwillings erst in vollkommen paralleler Stellung nebeneinander liegend, so daß sie sich in der Fläche K, welche Zwillingsfläche sein soll, berühren (Fig. 260), so kann man sich offenbar den Zwilling dadurch entstanden denken, daß man das eine Individuum (mit den unterstrichenen Flächenbuchstaben) um eine Achse senkrecht zu K um 180° herumdreht. Berührten sich vor der Drehung beide Individuen nach der Fläche K, so ist dies auch nachher noch der Fall; und wie vorher, so werden sich hier auch nachher die Umrisse von K in beiden Individuen vollkommen decken. Statt der nach oben links liegenden stumpfen Ecke wird aber durch die Drehung die scharfe von unten nach oben gebracht werden etc., und es entsteht die in Fig. 258 dargestellte Verwachsung. Diese unterscheidet sich offenbar in keinem wesentlichen Punkt von dem in Fig. 257 dar-

gestellten Zwilling. Die einzige Abweichung ist nur die, daß im einen Fall (Fig. 258) die beiden Individuen ganz vollständig vorhanden sind, während im anderen Fall (Fig. 257) nur Stücke derselben den Zwilling bilden. Es ist aber eine sehr häufig vorkommende Erscheinung, daß an einem Zwilling die beiden Individuen in der Richtung der Zwillingsachse stark verkürzt erscheinen, so daß man besser die in der Natur tatsächlich beobachtete Form des Zwillings erhält, wenn man ein Individuum durch eine Schnittfläche parallel mit der Zwillingsfläche (senkrecht zur Zwillingsachse) halbiert und die eine Hälfte, die nun wie die andere für sich ein Individuum darstellt, gegen die andere um 180° verdreht. Mit Hilfe der Zwillingsachse wird das Zwillingsgesetz so ausgesprochen: „Zwillingsachse senkrecht zu *K*", wobei die Drehung um 180° selbstverständlich ist, oder: „beide Individuen haben *K* gemein und sind in *K* (um eine Achse senkrecht zu *K*) um 180° verdreht". Wegen dieser Drehung um einen halben Kreisumfang heißen solche Zwillinge auch wohl *Hemitropieen*.

Selbstverständlich ist die Idee der Drehung des einen Individuums nur eine geometrische Abstraktion, um sich die gegenseitige Lage der beiden Individuen im Zwilling klar zu machen. An eine Entstehung der Zwillinge in der Natur auf diese Weise wird wohl niemand denken.

Im vorliegenden Beispiel war die Zwillingsfläche eine tatsächlich vorhandene Krystallfläche, dagegen ist die Zwillingsachse, also die Normale zur Querfläche, wie die spezielle Betrachtung der monoklinen Krystalle zeigt, keiner krystallographisch möglichen Kante der Individuen parallel.

157. Betrachten wir jetzt den in Fig. 261 dargestellten Krystall, der z. B. bei dem regulären *Sodalith* vorkommt, so finden wir, daß derselbe von sechs in einer Zone liegenden Trapezen mit abwechselnd langen und kurzen Parallelkanten und aus je drei beiderseits auf die kurzen Trapezkanten aufgesetzten Rhomben begrenzt ist, welch letztere sich aber nicht parallel gegenüberliegen, wie das die Trapeze tun. Sowohl die trapez- als die rhombenförmigen Flächen schneiden sich unter 120°. Hier sieht man nun keine einspringenden Winkel, aber ebenso wie diese vorher, deutet hier der Mangel an gegenseitiger Parallelität bei den Rhombenflächen auf Zwillingsbildung hin. Man sieht in der Tat leicht, daß sich dieser Krystall nach einer strichpunktiert angegebenen, auf den Parallelkanten der Trapeze senkrechten Ebene in zwei symmetrische Hälften teilen läßt, deren jede in ihren wesentlichen Beziehungen, in den Winkeln etc. einem halben Granatoeder entspricht. Jene Ebene ist also hier Zwillingsfläche. Weil sie auf den sechs parallelen Kanten der beiden granatoedrischen Einzel-

Fig. 261.

individuen senkrecht steht, muß sie offenbar, parallel mit sich selbst verschoben, die rechts und links liegenden dreikantigen Ecken gerade abstumpfen, wie die punktierten Dreiecke andeuten; sie ist also in beiden Granatoedern eine Oktaederfläche. Die Zwillingsachse ist hier parallel mit den sechs parallelen Kanten der Trapeze, d. h. parallel mit den Granatoederkanten. Dreht man die eine Hälfte des Krystalls um 180° um eine solche Achse, so erhält man ein vollständig regelrechtes Granatoeder. Aus einem solchen kann man sich umgekehrt den Zwilling entstanden denken, wenn man das Granatoeder senkrecht zu sechs parallelen Kanten halbiert und die beiden Hälften gegeneinander um 180° in der Halbierungsebene (d. h. um eine jener sechs Kanten als Achse) verdreht. Hier ist die Zwillingsfläche zwar auch eine Krystallfläche, aber nur eine mögliche, nicht eine wirklich vorhandene. Ebenso ist aber auch gleichzeitig die Zwillingsachse eine Kante und zwar eine tatsächlich existierende, in beiden Individuen gleichnamige, eine Granatoederkante. Auch diese Granatoederzwillinge sind häufig stark verkürzt, nicht selten so stark, daß von den sechs Flächen senkrecht zu der Zwillingsfläche nichts oder fast nichts mehr übrig ist und der Zwilling aus einer, über einer gemeinsamen, gleichseitig dreieckigen Basis errichteten Doppelpyramide besteht (z. B. beim Diamant).

158. Ein Beispiel eines Zwillings, bei dem zwar die Zwillingsachse, aber nicht die Zwillingsfläche krystallonomisch möglich ist, liefert der *trikline Feldspat* (Albit oder Anorthit) (Fig. 262). Zwei Krystalle, gebildet von den vertikalen Prismenflächen T und l, der Basis P und der Längsfläche M und zuweilen auch der hier nur gestrichelt angedeuteten Querfläche K, sind mit der Basis P so verwachsen, daß T

Fig. 262. Fig. 263.

und l einspringende Winkel machen und daß die Kanten P/K und $\underline{P}/\underline{K}$ beider Individuen parallel sind. Die Kanten P/M und $\underline{P}/\underline{M}$ fallen dann nicht aufeinander, sondern schneiden sich rechts und links unter sehr spiten Winkeln; M und $\underline{M}$ machen sehr stumpfe einerseits aus-, anderseits einspringende Winkel. Daß P hier nicht Symmetrieebene ist, sieht man sofort, die Anordnung beider Individuen symmetrisch zu einer Ebene tritt dagegen hervor, wenn man das obere Individuum parallel mit sich so neben das untere verschiebt, daß in der neuen Lage die Flächen P und $\underline{P}$ zusammenfallen und die Kanten K/P und $\underline{K}/\underline{P}$ parallel sind (Fig. 263).

Man kann dann eine mit K/P und $\underline{K}/\underline{P}$ parallele Linie $bb b^1 b^1$ ununterbrochen über P und $\underline{P}$ hinziehen, und die Anordnung der stumpfen und spitzen Winkel der Flächen an beiden Individuen in Verbindung mit der Flächenverteilung selbst zeigt, daß in dieser Lage beide Individuen symmetrisch sind zu einer Ebene, die senkrecht zu bb^1 (Kante P/K) den schmalen keilförmigen Raum zwischen ihnen halbiert, welcher der Kreuzung der Kanten P/M und $\underline{P}/\underline{M}$ bei der ursprünglichen, in Fig. 262 dargestellten Lage entspricht. Diese Halbierungsebene ist also hier Zwillingsfläche. Sie ist keine krystallonomisch mögliche Fläche, dagegen ist die Zwillingsachse bb^1, wie erwähnt, der Kante P/K in beiden Individuen parallel, also eine mögliche (oder faktisch vorhandene) Kante derselben. Dreht man das eine Individuum um die Zwillingsachse bb^1 um 180° herum, so wird es dem anderen vollkommen parallel. Hier hat man auch zugleich ein Beispiel dafür, daß die beiden Individuen nicht mit der Zwillingsfläche, sondern mit einer auf dieser senkrechten Fläche miteinander verwachsen sind.

Zwillinge, bei denen sowohl Zwillingsebene, als Zwillingsachse keine krystallonomisch möglichen Flächen resp. Kanten sind, sind zu selten, als daß hier ein Beispiel dafür erforderlich wäre. Sie finden sich u. a. gleichfalls beim triklinen *Anorthit*.

159. Übrigens lassen sich viele Zwillinge auf mehr als nur eine einzige Weise erklären, d. h. es läßt sich auf mehrfache Weise die Art der Verbindung der Individuen krystallographisch definieren; das Zwillingsgesetz kann in verschiedener Fassung ausgesprochen werden. So findet man sehr häufig einen Zwilling des monoklinen *Orthoklas*, den sog. Karlsbader Zwilling, in dem zwei Individuen, begrenzt von den Prismenflächen T, der Längsfläche M und der vorderen und hinteren Schiefendfläche P und y, in der Fig. 264 und 265 angegebenen Weise vereinigt sind. Beide Individuen sind zwar nach der Fläche M verwachsen, diese ist aber nicht Zwillingsfläche, zu der beide Individuen symmetrisch liegen, und kann auch gar nicht Zwillingsfläche sein (155), da sie in beiden Individuen Symmetrieebene ist. Zwillingsfläche ist die auf M senkrechte, hier nicht gezeichnete Querfläche K, welche die stumpfe Kante T/T jedes einzelnen Individuums und ebenso die Kante $T/\underline{T}$ des Zwillings gerade abstumpfen würde. Die Verwachsungsfläche M ist also hier gleichfalls auf der Zwillingsfläche senkrecht (Fig. 264), oder sie hat, wie in Fig. 265, wo die beiden Individuen etwas ineinander hineingewachsen sind, einen unregelmäßigen, jedoch M naheliegenden Verlauf. Die Normale zu K (d. h. eine in M auf der Kante M/T senkrechte, als

Fig. 264. Fig. 265.

Krystallkante unmögliche Linie) ist die Zwillingsachse. Wenn man das eine Individuum um diese Achse um 180° herumdreht, so werden beide Individuen parallel, und umgekehrt, wenn man eines aus der Parallelstellung beider ebenso herausdreht, so entsteht der Zwilling. Derselbe entsteht aber ganz ebenso, wenn man das eine Individuum aus der Parallelstellung heraus um 180° um die Kante M/T dreht. Letztere ist dann Zwillingsachse; sie ist auf der anderen Zwillingsachse senkrecht. Eine zu ihr senkrechte Ebene, welche übrigens krystallonomisch unmöglich ist, wäre Zwillingsfläche; auch zu ihr liegen beide Individuen symmetrisch. Diese zweite Zwillingsfläche ist auf der ersterwähnten K senkrecht. Während bei der obigen Deutung die Zwillingsfläche eine mögliche Krystallfläche K, die Achse dagegen eine krystallonomisch unmögliche, jedoch in der angegebenen Weise definierbare Richtung war, ist es hier umgekehrt: die Zwillingsachse ist eine Kantenrichtung, die Zwillingsfläche ist als Krystallfläche unmöglich. Auch den oben betrachteten Augitzwilling (Fig. 257) kann man ganz genau in derselben Weise wie hier nach dem Gesetze erklären: Zwillingsachse die Vertikalkante M/T oder T/K.

160. Zwillingsgrenze. Die Verwachsungsfläche beider Zwillingsindividuen und der Verlauf dieser Fläche auf der äußeren Begrenzung des Zwillingskrystalls, die sog. *Zwillingsgrenze* oder *Zwillingsnaht*, ist an den Zwillingskrystallen manchmal auf den ersten Blick zu erkennen, manchmal liegt sie auch mehr versteckt. Ersteres ist namentlich dann der Fall, wenn die Flächen der beiden Individuen an der Grenze einspringende Winkel bilden, wie z. B. bei dem oben beschriebenen Augitzwilling und bei dem häufig vorkommenden Zwilling zweier regulärer Oktaeder des *Spinells* und anderer Mineralien nach der Oktaederfläche (Fig. 266), welche hier gleichzeitig Verwachsungsfläche und Zwillingsebene ist, etc. Es ist dasselbe Gesetz wie in Fig. 261: Zwillingsfläche die Oktaederfläche. Der Unterschied liegt allein in der Begrenzung der Individuen, die dort eine dodekaedrische, hier eine oktaedrische ist. Ein Zwilling dieser letzteren Art (Fig. 266), bei dem zwei Oktaeder mit einer Oktaederfläche als Zwillingsfläche verwachsen sind, heißt nach dem Vorkommen am Spinell *Spinellzwilling*, auch wenn er an einem anderen Mineral auftritt.

Fig. 266.

Die einspringenden Winkel an Zwillingen unterscheiden sich von den einspringenden Winkeln parallel verwachsener Individuen (154) wesentlich dadurch, daß bei letzteren immer eine Fläche rechts von der einspringenden Kante einer solchen links parallel ist (Fig. 252); bei Zwillingen findet dies nicht statt. Solche einspringenden Winkel

fehlen, wie wir schon (157) und Fig. 261 gesehen haben, häufig ganz. Dann gibt zuweilen die sog. federartige Streifung (Fiederstreifung) den Verlauf der Grenze an. Geht nämlich die Zwillingsgrenze über eine beide Individuen des Zwillings in ununterbrochener Fortsetzung begrenzende Fläche am Zwillingskrystall hin, so ist nicht selten eine etwaige Streifung dieser Fläche rechts und links von der Grenze schief, aber beiderseits symmetrisch zu derselben gestellt (Fig. 267. *Harmotom*). Ähnliche federartige Streifung kommt indessen manchmal auch bei einfachen Krystallen (Chabasit, Glimmer etc.) vor. Statt ihrer deuten zuweilen abwechselnd matte und glänzende Partien derselben Fläche die Zwillingsbildung an (166); öfters ist auch die über beiden Individuen gemeinsame Flächen hinlaufende Zwillingsgrenze etwas eingekerbt. Bei manchen Zwillingen ist ein solches äußeres Zeichen für die Erkennung der Zwillingsfläche überhaupt nicht mehr vorhanden, wie z. B. bei dem oben beschriebenen Granatoederzwilling (Fig. 261), wo nur noch der Mangel paralleler Gegenflächen an beiden Enden des Krystalls auf Zwillingsbildung hindeutet, ihn aber nicht mit Sicherheit beweist, da auch durch Hemiedrie etc. geneigtflächige Krystalle entstehen. In derartigen Fällen ist es überhaupt oft schwierig, und es ist die genaueste Untersuchung erforderlich, um zu erkennen, ob man es mit einem Zwilling oder einem einfachen Krystall zu tun hat. Dann sind die Blätterbrüche oft wichtig, die bei einem Zwilling nicht mehr alle ununterbrochen durch den ganzen Krystall hindurch gehen, sondern an der Zwillingsgrenze mitten im Krystall plötzlich aufhören und jenseits derselben in anderer Richtung weiterlaufen, entsprechend der Spaltungsrichtung im zweiten Individuum, wie beim Sodalith, Feldspat, Kalkspat (5). Bei nicht regulären Krystallen führt die Untersuchung im polarisierten Licht oft leicht zum Ziel (256).

Fig. 267.

161. Verwachsungsfläche. Die Zusammensetzungs-(Verwachsungs-) fläche ist, wie wir gesehen haben, häufig eine ganz ebene Fläche. Sie ist entweder parallel mit der Zwillingsebene (Spinellzwilling, Fig. 266, Augitzwilling, Fig. 257) oder senkrecht darauf (Fig. 262 und 264). Ist die Verwachsungsfläche eben, so ist die Zwillingsgrenze eine aus einzelnen geradlinigen Stücken zusammengesetzte ebene polygonale Figur (Fig. 266). Ist die Zusammensetzungsfläche etwas wellig gekrümmt, so ist die Grenze ebenfalls wellig hin- und hergebogen, wie z. B. häufig bei den Karlsbader Zwillingen des Orthoklases Fig. 268, die sich von den in Fig. 264 abgebildeten nur dadurch unterscheiden, daß statt der hinteren Schiefendflächen y die etwas weniger steilen Flächen x vorhanden sind. Weicht die Verwachsungsfläche noch stärker von der Ebene ab, so wird die Grenze ziemlich

kompliziert, so daß die beiden Individuen z. T. förmlich einander durchdringen, indem Vorsprünge des einen Individuums in Vertiefungen des anderen eingreifen, wie dies bei vielen nach demselben Gesetz gebildeten Orthoklaskrystallen (Fig. 265) oder dem Zwilling von Flußspatwürfeln (Fig. 269) mit der Oktaederfläche als Zwillingsfläche der Fall ist. Diese stecken so ineinander, daß die Ecken des einen Individuums aus den Flächen des anderen nasenförmig hervorragen.

Fig. 268. Fig. 269.

162. Juxtaposition und Penetration. Häufig hört ein Individuum nicht an der Verwachsungsfläche auf, in der es sich mit dem anderen Individuum berührt, sondern beide wachsen darüber hinaus fort und durchkreuzen sich vollständig, so daß zwei sich unter irgend einem Winkel durchschneidende ebene oder auch häufig komplizierte krumme Verwachsungsflächen entstehen. Dies zeigt z. B. der *Staurolithkrystall* (Fig. 270). Solche Zwillinge werden als *Durchkreuzungs-* oder *Penetrationszwillinge* von den *Berührungs-* oder *Juxtapositionszwillingen* unterschieden, an denen sich die Individuen nach einer Fläche mehr oder weniger innig berühren. Zu den Penetrationszwillingen gehört u. a. auch der Flußspatzwilling (Fig. 269), während der Orthoklaszwilling (Fig. 268), der Spinellzwilling (Fig. 266) und der Augitzwilling (Fig. 257) Juxtapositionszwillinge sind.

Fig. 270.

Zwei Individuen derselben Substanz können nach demselben Zwillingsgesetz bald Juxtapositions-, bald Penetrationszwillinge bilden. So ist z. B. der Quarzzwilling Fig. 275 und der Fig. 276 demselben Gesetz unterworfen, aber der eine ist durch Juxtaposition, der andere durch Penetration entstanden.

163. Zwillinge hemiedrischer Krystalle. Bei hemiedrischen Krystallen werden die Verhältnisse der Zwillingsbildung oft etwas modifiziert. So gilt zuweilen bei derartigen Zwillingen die Symmetrie nach der Zw. Fl. nur noch in Bezug auf die Form der Zwillinge, nicht mehr in Bezug auf die physikalische Beschaffenheit der Flächen. Bei der der tetraedrisch-hemiedrischen Klasse des regulären Systems angehörigen *Zinkblende* kommen Zwillinge vor (Fig. 271), welche ganz ebenso gestaltet sind wie die Spinellzwillinge (Fig. 266). Während aber bei den Spinellzwillingen in der Zwillingsgrenze an allen

Fig. 271.

Kanten zwei gleiche Flächen zusammenstoßen, treffen sich beim Blendezwilling, dessen Individuen eine Kombination beider korrelaten Tetraeder darstellen, zwei infolge der Hemiedrie verschieden gewordene Flächen. M. a. W. die Flächen des einen Tetraeders $+\frac{O}{2}$ am einen Individuum stoßen in der Zwillingsgrenze überall auf Flächen des Gegentetraeders $-\frac{O^1}{2}$ am anderen und umgekehrt, wie die Schraffierung und Signierung in Figur 271 zeigt.

164. Zwillinge mit parallelen Achsen. Bei sämtlichen bisher betrachteten Zwillingen waren die Achsen beider Individuen verschieden gerichtet und lagen zur Zwillingsfläche in derselben Weise einander symmetrisch gegenüber, wie die äußere Begrenzung der Individuen (Zwillinge mit *geneigten* Achsen). Hemiedrische Krystalle (und teilflächige überhaupt) bilden aber zuweilen eigentümliche Zwillinge, bei welchen die beiden Individuen mit *parallelen* Achsen vereinigt sind. Ein derartiger Zwilling ist Fig. 272 dargestellt, wo zwei Rhomboeder von *Kalkspat* in dieser Weise zwillingsartig aneinander liegen. Die Basis ist hier Zwillings- und Verwachsungsfläche zugleich. Zwillinge mit parallelen Achsen bilden u. a. auch hemimorphe Krystalle, wie z. B. das *Kieselzinkerz* (Fig. 545). Bei vollflächigen Formen kann selbstverständlich eine Zwillingsbildung mit parallelen Achsen nicht vorkommen; parallele Achsen bedingen bei ihnen einen vollkommenen Parallelismus auch der äußeren Begrenzung.

165. Ergänzungszwillinge. Zwei gleiche hemiedrische Krystalle wachsen in Zwillingsstellung mit parallelen Achsen nicht immer in der Weise aneinander, wie es Fig. 272 zeigt. Häufig durchdringen sie sich in dieser gegenseitigen Stellung vollständig und bilden Pene-

Fig. 272. Fig. 273. Fig. 274.

trationszwillinge, bei denen die Ecken des einen Individuums nasenförmig aus den Flächen des anderen herausragen, wie dies in Fig. 273 für zwei Tetraeder und Fig. 274 für zwei Pyritoeder gezeichnet ist. Man kann auch hier den Zwilling durch Drehung um eine Achse oder durch Angabe der Zwillingsfläche erklären, gegen welche beide Indi-

155. Zwillinge. Krystallindividuen derselben Substanz kommen nicht nur in paralleler, sondern auch in nichtparalleler Stellung, aber in ganz bestimmter, krystallographisch gesetzmäßiger Weise miteinander verwachsen vor. Letztere Verwachsungen nennt man *Zwillinge*. Wenige Fälle ausgenommen, besteht die Gesetzmäßigkeit darin, daß die zwei Individuen, welche den Zwilling bilden, zu einer an beiden in gleicher Weise krystallonomisch definierbaren Ebene symmetrisch (umgekehrt) liegen. Diese Ebene heißt die *Zwillingsfläche* (Zw. Fl.), die Normale derselben die *Zwillingsachse* (Zw. A.). Die Begrenzungselemente des ersten Individuums auf der einen Seite der Zwillingsfläche entsprechen gleichen Begrenzungselementen des zweiten auf der anderen Seite. Die Zwillingsfläche halbiert die Winkel der sich symmetrisch gegenüberliegenden Flächen und Kanten und liegt in Zonen, die ununterbrochen über den ganzen Zwilling hinweg gehen, so daß dadurch ihr Ausdruck sich nicht selten ohne weiteres ergibt. Die symmetrische Lage beider Individuen tritt oft auf den ersten Blick hervor, ist aber auch häufig durch Verzerrung, durch die Art ihrer Ausbildung und Verwachsung etc. versteckt und dann schwierig und nicht ohne sorgfältiges Studium zu konstatieren. Dreht man das eine Individuum eines solchen Zwillings um die Zwillingsachse um 180° herum, so wird es dem anderen Individuum parallel, und umgekehrt: Sind beide Individuen parallel und dreht man das eine um 180° um die Zwillingsachse, so kommt es in die Zwillingsstellung gegen das andere. In den verschwindend wenigen Fällen, in denen die beiden Individuen eines Zwillings nicht gegen eine Ebene symmetrisch liegen (166), wo also keine Zwillingsfläche existiert, ist wenigstens eine Linie vorhanden, welche die angegebene Eigenschaft der Zwillingsachse hat, und welche man daher auch hier als Zwillingsachse bezeichnet.

Die Zwillingsfläche ist in den meisten Fällen eine wirklich vorhandene oder eine mögliche Krystallfläche beider Individuen und zwar ist es stets in beiden Individuen eine Fläche derselben einfachen Form, sie ist in beiden gleichnamig, z. B. bei regulären Krystallen vielfach eine Oktaederfläche, bei Aragonitkrystallen eine Fläche des Vertikalprismas ∞P (110) etc. Ist die Zwillingsfläche als Krystallfläche ausgebildet, dann ist sie in beiden Individuen parallel und daran als Zwillingsfläche meist ohne weiteres leicht erkennbar. Ist sie nicht als Krystallfläche vorhanden, so ist häufig eine eingehende Untersuchung am Goniometer nötig. Als Zwillingsfläche kann im allgemeinen jede Fläche eines Krystalls auftreten, doch kann niemals die Zwillingsfläche einer Symmetrieebene desselben parallel sein. Denn, wenn zwei Individuen symmetrisch zu einer in beiden gleichartigen Symmetrieebene verwachsen sind, sind sie stets parallel und nicht in

Zwillingsstellung gegeneinander. Wenn das eine Individuum aus der Parallelstellung heraus um eine Achse senkrecht zu einer Symmetrieebene um 180° gedreht wird, so ist es immer wieder dem anderen Individuum parallel. Für den Fall, daß die Zwillingsfläche parallel mit einer Krystallfläche ist, ist die Zwillingsachse meist entweder einer wirklich vorhandenen oder einer möglichen Krystallkante parallel und zwar wieder derselben Kante in beiden Individuen. Die Richtung der Zw. A. entspricht aber auch zuweilen keiner möglichen Kantenrichtung in den Einzelkrystallen. Selten, besonders bei den Zwillingen trikliner Krystalle vorkommend, sind die Fälle, in denen die Zwillingsfläche keiner möglichen Fläche der Individuen parallel ist. In diesem Falle ist dann entweder die Zwillingsachse wie vorhin einer in beiden Individuen gleichartigen Kante parallel; oder auch sie ist einer Kante nicht parallel, läßt sich aber krystallonomisch so definieren, daß sie in einer beiden Individuen gemeinsamen Fläche auf einer ebenfalls beiden gemeinsamen Kante derselben Fläche senkrecht steht.

Durch die Angabe der Zwillingsfläche oder -achse ist der Zwilling unzweideutig bestimmt. Man nennt diese Angabe das *Zwillingsgesetz.*

Häufig sind die beiden Zwillingsindividuen nach der Zwillingsfläche miteinander verwachsen, in vielen Fällen geschieht dies auch nach einer anderen Fläche. Von der Zwillingsfläche ist also die *Verwachsungsfläche* zu unterscheiden. Sie ist nicht selten an einspringenden Winkeln zu erkennen. Wenn die Verwachsungsfläche der Zwillingsfläche parallel ist, ist das Zwillingsgesetz meist leicht zu erkennen, indem rechts und links von ihr gleiche Begrenzungselemente beider Individuen sich unmittelbar gegenüberliegen. Wenn beide Flächen nicht miteinander übereinstimmen, können verschiedene Verhältnisse eintreten. Die Verwachsungsfläche ist dann oft auf der Zwillingsfläche senkrecht; man muß sich dann hüten, sie für die letztere zu nehmen. In sehr vielen Fällen ist sie aber auch anders gerichtet. Sie ist dann entweder noch mehr oder weniger eben, oder kann auch einen ganz unebenen Verlauf nehmen; sie kann sehr stark gekrümmt sein und sogar aus mehreren getrennten Teilen bestehen. Bei solch komplizierter Verwachsung ist das Zwillingsgesetz meist nicht mehr ohne weiteres erkennbar und es bedarf dann gleichfalls einer eingehenden goniometrischen Untersuchung, um zu finden, zu welcher Fläche oder zu welcher Achse die beiden Individuen symmetrisch liegen, d. h. welches die Zwillingsfläche oder die Zwillingsachse ist, mit anderen Worten das Zwillingsgesetz zu bestimmen.

Die in den folgenden Paragraphen angeführten Beispiele werden das Gesagte und noch weitere Verhältnisse der Zwillingskrystalle erläutern.

Von dieser Verwachsung kann man sich auf folgende Weise eine Vorstellung machen: die beiden Individuen I und II (Fig. 277), befinden sich gegeneinander in der oben angegebenen und Fig. 275 abgebildeten Zwillingsstellung. Schneidet man aus dem einen Individuum I Stücke längs der beliebigen durch die krummen Linien angedeuteten

Fig. 277.

Flächen heraus und setzt dafür ganz gleiche Stücke des anderen Individuums II ein, welche aus diesem nach den entsprechenden Flächen herausgeschnitten wurden, so entsteht der Zwilling III (resp. Fig. 276), der offenbar in allem Wesentlichen mit dem in Fig. 275 abgebildeten übereinstimmt, nur daß hier die Verwachsungsflächen ganz unregelmäßig sind. Derselbe unterscheidet sich in der Tat von einem einfachen Krystall der Gestalt nach nur durch die unregelmäßige Verteilung der Flächen *s* und *x*, und auch dieser Unterschied fällt an Krystallen fort, an welchen, wie in Fig. 275, diese Flächen nicht ausgebildet sind. Die Ungleichmäßigkeit der Verteilung von *s* (und *x*) entsteht dadurch, daß statt einer jeden ausgeschnittenen Ecke mit *s* (und *x*) eine solche eingesetzt ist, wo *s* (und *x*) fehlen (rechts am Zwilling III) und umgekehrt (links), wie die Vergleichung von I und II zeigt. Da dies in ganz willkürlicher Weise geschehen kann, so wird die Verteilung der Flächen *s* und *x* am Zwilling ganz regellos. Ganz ähnlich erklärt sich auch die Abwechslung matter und glänzender Stellen, den Flächenstücken *z* und *P* entsprechend, auf einer und derselben Fläche der dihexaedrischen Begrenzung. Solche Zwillinge sind zuerst an Krystallen aus dem Dauphiné beobachtet worden, sie heißen daher auch wohl *Dauphinéer Zwillinge.*

Symmetrisch zu einer Ebene und zwar hier zu der des zweiten hexagonalen Prismas liegen aber wieder die beiden Individuen, wenn diese ungleichartig sind, wenn also ein rechter und ein linker Quarzkrystall mit parallelen Achsen verwachsen (Fig. 278). Je die Flächen *P* und die Flächen *z* der beiden Individuen fallen dann zusammen. Die beiden Individuen lassen sich nun aber nicht durch Drehung um eine Achse, etwa die Hauptachse oder irgend eine andere, in ihre gegenseitige Lage bringen. Diese Verwachsung ist zuerst an brasilianischen Krystallen beobachtet, daher der Name *brasilianische Zwillinge.* Hier wie bei allen solchen Verwachsungen *ungleichartiger* enantiomorpher Krystalle (d. h. eines rechten und eines linken) ist im Gegensatz zu der Verwachsung gleichartiger Formen, wohl eine Symmetrieebene, aber keine Symmetrieachse vorhanden, wie man sich durch ein analoges Schema wie in Fig. 277 leicht klar machen kann. Fig. 278 stellt einen Penetrationszwilling dieser Art dar.

Fig. 278.

Eine solche Form (Fig. 278) könnte übrigens auch dadurch entstehen, daß an einem Quarzkrystall das rechte und linke Trapezoeder desselben Skalenoeders gleichzeitig auftreten. Den Zwilling unterscheidet man aber hier leicht auf optischem

Wege, da beide Individuen die Polarisationsebene in verschiedener Richtung drehen, so daß auch unter Umständen Airysche Spiralen entstehen (247). Am einfachen Krystall und am Dauphinéer Zwilling kann etwas derartiges nicht beobachtet werden. Mittels der Ätzfiguren (200) und der Untersuchung der pyroelektrischen Verhältnisse (270) ist diese Unterscheidung ebenfalls möglich.

167. Fortgesetzte Zwillingsbildung. Im vorhergehenden waren immer nur zwei Individuen zu einem Zwilling verwachsen. Die Zwillingsbildung kann aber noch weiter gehen, indem sich nach demselben Gesetz, oder nach einem anderen an ein zweites Individuum ein drittes, an dieses ein viertes etc. anschließt. Derartige Bildungen nennt man dann *Drillinge, Vierlinge* etc., allgemein *Viellinge*. Wir betrachten zunächst die fortgesetzte Zwillingsbildung nach demselben Gesetz, d. h. nach Zwillingsflächen, die alle derselben einfachen Form angehören.

Diese Verwachsung kann auf zweierlei Weise geschehen: einmal indem die Zwillingsfläche (resp. Achse), nach welcher das dritte an das zweite Individuum angewachsen ist, parallel läuft mit der Zwillingsfläche (resp. Achse), nach welcher die Verwachsung des zweiten und ersten Individuums stattgefunden hat, und so fort für alle anderen Individuen. In diesem Fall ist die Verwachsung aller Individuen eine *reihenförmige* (polysynthetische). Oder aber die Zwillingsfläche (resp. Zwillingsachse) des zweiten und dritten Individuums hat nicht dieselbe Richtung, wie die Zwillingsfläche (resp. Zwillingsachse) des ersten und zweiten Individuums, sie ist einer anderen Fläche derselben einfachen Krystallform parallel, der die erste Zwillingsfläche angehört. In diesem Falle ist dann die Verwachsung aller Individuen eine *kreisförmige* (cyklische).

168. Polysynthetische Zwillingsbildung. Ist z. B. ein Zwilling gebildet von den zwei rhombischen Prismen 1 und 2 (im Querschnitt dargestellt, so daß die Flächen auf der Ebene des Papiers senkrecht sind) (Fig. 279), deren Zwillings- und Verwachsungsfläche die gemeinsame Prismenfläche ist, so kann an die dieser Zwillingsfläche parallelen anderen Prismenfläche des zweiten Individuums ein drittes zwillingsartig anwachsen, an dieses ebenso ein viertes, fünftes etc., immer je zwei benachbarte in Zwillingsstellung und stets nach derselben Zwillingsfläche, so daß alle Zwillings- und Verwachsungsflächen der Reihe einander parallel sind und die Zwillingsachse stets dieselbe Richtung hat. Dann muß, wie leicht zu sehen, das dritte Individuum mit dem ersten parallel sein, das fünfte mit dem dritten etc., ebenso auch das zweite, vierte etc., kurz, es müssen alle Individuen mit ungeraden und alle mit geraden Nummern je untereinander parallel und

Fig. 279.

zu den entgegengesetzten in Zwillingsstellung sein. In Zwillingsstellung sind die unmittelbar benachbarten, in Parallelstellung die abwechselnden Individuen. Solche häufig vorkommenden reihenförmig wiederholten Zwillingsverwachsungen heißen *polysynthetische* Zwillinge (Wiederholungszwillinge). Ihre spezielle Ausbildung ist verschieden: häufig sind es nur drei Individuen, von denen das mittlere nicht selten als papierdünne Lamelle parallel der Zwillingsfläche in ein größeres Individuum eingeschoben erscheint (Fig. 280, 281); dies kommt z. B. bei manchen Krystallen des *Aragonit* vor. Besonders wichtig sind Zwillinge dieser Art, bei denen viele solche dünne Lamellen zwillingsartig in ein größeres Individuum eingewachsen sind oder wo der ganze Krystall aus einer außerordentlich großen Zahl derartiger Lamellen aufgebaut ist, wie bei den *triklinen Feldspaten* (Plagioklasen). Diese Krystalle sind rhomboidische Prismen T und l mit schiefer Abstumpfung der scharfen seitlichen Kanten durch die Längsfläche M, mit einer auf die stumpfe vordere Kante T/l schief aufgesetzten Endfläche P (Fig. 506), so daß $P/M = 94^{\circ}$ resp. 86°, und einer ent-

Fig. 280. Fig. 281. Fig. 282. Fig. 283.

sprechenden hinteren schiefen Endfläche x resp. y. Das hier am häufigsten vorkommende Zwillingsgesetz ist das, wonach die Individuen die Fläche M gemein haben und umgekehrt liegen (Albitgesetz). Beim Zwilling müssen dann an dem unteren Ende die beiden scharfen, an dem oberen die beiden stumpfen Winkel P/M in der Zwillingsgrenze zusammenstoßen. Am letzteren Ende machen die beiden Flächen P einen einspringenden Winkel $P/\underline{P}$ von 188° längs den Kanten P/M und $\underline{P}/\underline{M}$ (Fig. 282). Wächst an das zweite Individuum ein drittes nach demselben Gesetz, so legt sich neben den einspringenden Winkel $P/\underline{P}$ nun ein ausspringender $\underline{P}/P$ von 172°, während am anderen Ende ein einspringender Winkel entsteht, und beim Anwachsen noch weiterer Individuen bilden sich parallel mit der Kante P/M immer wieder neue abwechselnd ein- und ausspringende Kanten der Flächen P und $\underline{P}$ zweier aneinander stoßender Individuen (Fig. 283). Werden diese nun durch Zusammenrücken der Flächen M papierartig dünn, lamellenförmig, so folgen die aus- und einspringenden Kanten sehr dicht aufeinander, und das Ganze macht dann den Eindruck, als wäre eine einheitliche Fläche P vorhanden, auf welcher eine Streifung ganz

geradlinig in der Richtung der Kante *P/M* hinläuft. Eine derartige Streifung wird *Zwillingsstreifung* (Zwillingsriefung) genannt.

169. Cyklische Zwillingsbildung. Ist die Verwachsung eine kreisförmige, dann kann im allgemeinen kein Individuum der Reihe einem anderen mehr parallel sein. Die auf diese Weise gebildeten *cyklischen* Zwillinge werden auch wohl Wendezwillinge genannt. Dabei wachsen die rhombischen Prismen, die wir auch hier als Beispiele benützen wollen, so aneinander, daß die Zwillingsfläche zwischen 2 und 3 diejenige Prismenfläche ist, welche bei der Verwachsung von 1 und 2 nicht Zwillingsfläche war (Fig. 284). Die drei Individuen liegen dann alle um einen gemeinsamen Mittelpunkt herum und bilden einen Drilling. Da der Prismenwinkel nicht genau gleich 120° ist, so bleibt zwischen dem ersten und dritten Individuum ein kleiner keilförmiger Raum. Dieser wird aber ausgefüllt durch Ausdehnung der beiden Individuen 1 und 3, die dann längs einer unregelmäßig verlaufenden Fläche aneinander stoßen. Zuweilen wächst an das zweite Individuum ein drittes, gleichzeitig aber an das erste nach der anderen Fläche ein viertes an (Fig. 285), einen Vierling bildend,

Fig. 284. Fig. 285. Fig. 286. Fig. 287. Fig. 288.

wobei sich dann die Individuen 3 und 4 nur unvollständig entwickeln können; auch sie stoßen dann nach einer unregelmäßigen Grenzfläche aneinander. Eine noch größere Anzahl von Individuen kann cyklisch verwachsen, wenn die scharfe Prismenkante nach dem gemeinsamen Mittelpunkt des so gebildeten Viellings gewendet ist (Fig. 286, wo sechs Individuen einen Sechsling bilden). Auch bei solchen Verwachsungen bleibt, je nach der Größe des Prismenwinkels, zwischen dem ersten und letzten Individuum ein kleiner keilförmiger Zwischenraum (wie Fig. 284), oder es hindern sich das erste und letzte Individuum an der vollständigen Ausbildung (Fig. 285); davon ist aber hier der Einfachheit wegen abgesehen. Häufig sind bei solchen Sechslingen die nach außen gekehrten scharfen Kanten sehr stark abgestumpft, so daß die Abstumpfungsflächen, die an jedem einzelnen Individuum Brachypinakoide sind, an den Zwillingsgrenzen aneinander stoßen (Fig. 286). Es entstehen dann häufig scheinbar regelmäßig sechsseitige Prismen, bei denen aber ebensowenig wie bei den in Fig. 284 und 285 abgebildeten alle Gegenflächen streng parallel und die Winkel genau = 120° sind.

Indessen können solche sechsfache Verwachsungen wie Fig. 286 auch in etwas anderer Weise gebildet sein. Es kommt nämlich auch bei diesen Bildungen vor, daß die Individuen, über die Zwillingsgrenze hinaus sich fortsetzend, Penetrationszwillinge bilden (162). Sind zunächst die drei Individuen 1, 2, 3 (Fig. 286) in der angegebenen Weise miteinander verwachsen und setzen sich dieselben über den gemeinsamen Mittelpunkt hinaus fort, so daß 4 die Fortsetzung von 1, 5 von 2, 6 von 3 ist, so entsteht eine ganz ähnliche Bildung wie jener Sechsling. Es müssen aber dann hier zwei diametral gegenüberliegende keilförmige Zwischenräume zwischen 1 und 6 und 3 und 4 entstehen, die indessen auch hier stets, durch Fortwachsen der Individuen bis zur gegenseitigen Berührung, ausgefüllt sind. Ob ein solcher durch Juxtaposition gebildeter Sechsling oder ein durch Penetration gebildeter Drilling vorliegt, ist im konkreten Fall oft schwer zu erkennen. Eine Entscheidung ist möglich durch Messung der Prismenwinkel oder durch Beobachtung des Verhaltens im polarisierten Licht (256). Eine andere Art von Penetration ist noch Fig. 287 abgebildet, wo in ein großes Individuum 1 zwei kleinere 2 und 3 rechts und links keilförmig eingeschoben sind, beide über den Mittelpunkt hinweg zusammengehörig, aber beide Hälften 2 resp. 3 sich gar nicht berührend. Verhältnisse wie die der Fig. 286 kommen z. B. beim *Witherit* vor, die der anderen genannten Figuren beim *Aragonit*. Hier ist zuweilen noch eine andere Art dieser cyklischen Verwachsung zu beobachten, nach welcher in ein großes Individuum nach beiden Prismenflächen Zwillingslamellen eingeschoben sind (Fig. 288), nicht bloß nach einer wie in Fig. 280 und 281.

Nicht immer liegen alle cyklisch verwachsenen Individuen eines Viellings um einen gemeinsamen Punkt herum, sondern sie bilden zuweilen einen mehr oder weniger geöffneten Kreis. So gibt es quadratische Prismen von *Rutil*, welche nach einer Oktaederfläche zwillingsartig verwachsen sind (Fig. 289). An das vom 1. Individuum abgekehrte Ende des 2. heftet sich ein 3. mit einer anderen Fläche desselben Oktaeders als Zwillingsfläche, daran in derselben Weise ein 4. und so fort. Diese Aneinanderreihung kann so vor sich gehen, daß die Hauptachsen aller Individuen in einer Ebene liegen (Fig. 289); oder es kann auch so geschehen, daß nur die Achsen der Individuen 1 und 2, 2 und 3 etc. je in einer Ebene liegen, daß aber diese Ebenen nicht zusammenfallen, so daß die Individuen zickzackförmig hin und her gebogen erscheinen (Fig. 290).

Fig. 289.

Fig. 290.

170. Doppelzwillinge. Zuweilen kommt es auch vor, daß ein aus zwei Individuen nach einem gewissen Gesetz gebildeter Zwilling mit einem zweiten gleich gebauten Zwilling derselben Substanz nach einem anderen Gesetz verwachsen ist. Die Fläche, zu der die beiden Zwillinge symmetrisch liegen, gehört hier im Gegensatz zum bisherigen, einer anderen einfachen Krystallform an, als die Zwillingsflächen jedes einzelnen Zwillings. Es entstehen dann *Doppelzwillinge* oder Zwillinge höherer Ordnung, in denen jeder der beiden Zwillinge sich verhält, wie die beiden Individuen in einem gewöhnlichen Zwilling. So findet man nicht selten, daß beim *Albit* Zwillinge zweier, dem Albitgesetz gemäß, nach *M* verwachsener Individuen, wie sie oben beschrieben wurden (Fig. 282), so verbunden sind, daß sie wieder eine Fläche *M* gemein haben, daneben auch eine Kante *M/l* (oder *M/T*), daß aber der eine Zwilling seine Hinterseite mit den Flächen *x* (oder *y*) nach vorn wendet, also nach derselben Seite, nach welcher der andere Zwilling seine Vorderseite mit den Flächen *P* kehrt (Fig. 291). Der eine Zwillingskrystall kommt aus seiner Parallelstellung mit dem anderen in die Stellung, die er am Doppelzwilling hat, wenn man ihn um 180° um die Kante *T/l* = *M/T* dreht, welche somit für den Doppelzwilling Zwillingsachse ist. Die darauf senkrechte Fläche ist seine Zwillingsfläche; sie ist hier krystallonomisch unmöglich.

Fig. 291.

171. Mimesie. Die Folge der symmetrischen Verwachsung einzelner Individuen in den Zwillingen ist, daß die letzteren häufig eine höhere Symmetrie zeigen, als die ersteren, aus denen sie zusammengesetzt sind. So zeigt z. B. der gewöhnliche Albitzwilling (Fig. 282), gebildet von zwei triklinen Individuen, Symmetrie nach einer Ebene *M*, also die Symmetrie monokliner Krystalle. Während aber hier der einspringende Winkel auf *P* deutlich die Zwillingsbildung zeigt, gibt es andere ähnliche Verwachsungen, wo nur ausspringende Winkel vorhanden sind, wie z. B. an dem Krystall von *Harmotom* (Fig. 267), welcher aus zwei durcheinander hindurch gewachsenen monoklinen Individuen besteht. Durch diese Verwachsung hat der Zwilling die einspringenden Kanten verloren und die Symmetrie rhombischer Krystalle angenommen. Solche Zwillinge kann man leicht für rhombische, einfache Krystalle halten und hat dies auch beim Harmotom in der Tat lange getan, bis eine genaue, namentlich optische, Untersuchung den wirklichen Sachverhalt klarstellte.

In den genannten beiden Fällen ist die Symmetrie des Zwillings ganz genau die des höher symmetrischen Krystallsystems, in anderen Fällen ist dies dagegen nur annähernd der Fall. So gibt es z. B. Krystalle des rhombischen *Aragonit* (Fig. 285), welche ein scheinbar regelmäßig

sechsseitiges Prisma bilden, das aber nicht lauter gleiche Kanten von 120°, sondern solche von 127° 40', 116° 10' und 104° 40' hat und welches aus vier rhombischen Prismen in der in der Figur angedeuteten Weise cyklisch verwachsen ist: 4,1; 1,2; 2,3 sind in Zwillingsstellung, 4,3 grenzen unregelmäßig aneinander. Ähnlich bildet der rhombische *Alstonit* durch Zwillingsbildung scheinbar hexagonale Dihexaeder, und nur genaue Untersuchung der Winkel und der optischen Verhältnisse (256) zeigt, daß man es hier mit einer Verwachsung rhombischer Krystalle zu tun hat.

Wenn die Zwillingsbildung einfach ist, wie in den bisher betrachteten Beispielen, wird die Symmetrie nur wenig gehoben, da nur eine oder doch nur wenige Symmetrieebenen neu hinzutreten. Vereinigt sich aber eine größere Anzahl von Individuen durch cyklische Verwachsung nach einem oder mehreren Gesetzen, dann kann sich die Zahl der Symmetrieebenen so vermehren, daß eine bedeutende Steigerung der Symmetrie des Zwillingsstocks gegenüber derjenigen der einzelnen Individuen stattfindet. Ist damit eine Fortwachsung der Individuen über den gemeinschaftlichen Mittelpunkt hinaus verbunden, so daß die sämtlichen einspringenden Winkel in den Zwillingsgrenzen dadurch verschwinden, so ahmt der komplizierte Zwilling in zahlreichen Fällen Formen einfacher Krystalle von weit höherer Symmetrie täuschend nach. Ein Beispiel hierfür liefert uns ebenfalls der *Harmotom*. Wie wir bei der speziellen Betrachtung dieses Minerals unten sehen werden, sind häufig Zwillinge wie Fig. 267 zu komplizierten Doppelzwillingen (Zwölflingen) verbunden, welche sehr nahe die Gestalt des Rhombendodekaeders besitzen und so die Symmetrie des regulär-vollflächigen Systems zeigen. Die Zahl der Symmetrieebenen ist dabei von einer bei einem Individuum auf neun in dem von zwölf Individuen gebildeten Zwillingsstock gewachsen. Voraussetzung hierbei ist stets, daß die Individuen niederer Symmetrie Winkel besitzen, die den Winkeln der durch die Zwillingsbildung nachgeahmten Formen höherer Symmetrie so nahe wie möglich entsprechen. So schneiden sich zwei Prismenflächen beim Harmotom unter 120° 1'. Es sind dieselben Flächen, die beim Zwölfling die Flächen, und deren Kanten die Kanten des scheinbar einfachen Rhombendodekaeders bilden; bei einem wirklichen regulären Rhombendodekaeder ist dieser Winkel genau = 120°. Solche scheinbar einfache und einheitlich gebaute Krystalle, die durch derartige mehr oder weniger komplizierte Zwillingsbildung Formen höherer Symmetrie annehmen oder nachahmen, nennt man *mimetische*, die Erscheinung selbst *Mimesie*. Mimetisch ist also z. B. der Krystall von *Harmotom* (Fig. 267), der wie ein rhombischer einfacher Krystall aussieht und das erwähnte Rhombendodekaeder, das an manchen anderen Krystallen desselben Minerals

auftritt. Nicht mimetisch ist der Zwilling von *Albit* (Fig. 237), dessen einspringende Winkel ihn sofort als nicht einfach, als Zwilling, erkennen lassen.

Bei manchen Mineralien, z. B. beim Harmotom, ist es sicher, daß ihre, höhere Symmetrie zeigenden, scheinbar einfachen Krystalle in der Tat mehr oder weniger komplizierte Zwillingsbildungen der erwähnten Art darstellen, daß sie also mimetisch sind. Bei anderen Mineralien ist es jedoch zweifelhaft, ob ihren Krystallen die Eigenschaft der Mimesie zukommt, oder ob sie tatsächlich die höhere Symmetrie besitzen. So nehmen manche Mineralogen an, daß die quadratischen Formen des *Apophyllit* aus monoklinen, die rhomboedrischen Formen des *Chabasit* aus triklinen Individuen zwillingsartig aufgebaut und also nur mimetisch-quadratisch resp. mimetisch-rhomboedrisch seien.

Der Grund, warum man diese Krystalle nach dem Vorgang von *Mallard* (Explication des phénomènes optiques anomaux 1877) in der angedeuteten Weise auffaßt, ist der, daß sie gewisse Erscheinungen, kleine Winkelunterschiede, Blätterbrüche, und besonders gewisse optische Eigenschaften etc. zeigen, welche sich nicht mit dem Krystallsystem der höheren Symmetrie direkt vereinigen lassen, dagegen ungezwungen mit der niedrigen Symmetrie der verwachsenen Einzelindividuen. So sind viele Apophyllitkrystalle (nicht alle) optisch zweiachsig, ebenso viele Chabasitkrystalle, während sie dem quadratischen resp. rhomboedrischen System entsprechend einachsig sein müßten etc. Die Untersuchungen hierüber sind aber noch nicht abgeschlossen, und solche mimetischen Krystalle werden durchaus nicht von allen Mineralogen in der angedeuteten Weise aufgefaßt. Viele halten den Apophyllit wirklich für quadratisch und den Chabasit wirklich für rhomboedrisch etc. und erklären jene mit der höheren Symmetrie nicht zu vereinbarenden Erscheinungen, namentlich die optischen, durch Störungen, welche die Krystalle bei ihrer Bildung oder später erlitten haben, um so mehr, als man ganz ähnliche abweichende Erscheinungen an sicher quadratischen, rhomboedrischen etc. Krystallen beliebig künstlich nachmachen kann.

(Vergl. (257) optische Anomalien; ferner *Tschermak*, Ztschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 31. 1879. pag. 637; *Becke*, Chabasit; *Rumpf*, Apophyllit etc.) Vergleiche auch Boracit, Leucit, Granat, Perowskit etc., wo aber z. T. noch andere Verhältnisse mit zu berücksichtigen sind. Siehe auch Grenzformen (80).

172. Nachahmende Gestalten. Durch teils paralleles, teils zwillingsartiges, allerdings häufig nicht immer ganz vollkommen regelmäßiges Verwachsen kleiner Kryställchen entstehen zuweilen eigentümliche Krystallaggregate, welche namentlich bei den gediegenen Metallen eine Rolle spielen. Sie werden mit allerlei organischen oder anderen Gebilden verglichen, deren Gestalt sie nachahmen und nach

denen sie benannt werden. Sie werden deswegen (übrigens mit einigen anderen Formen) unter der Bezeichnung der „nachahmenden Gestalten“ zusammengefaßt.

Wenn kleine Kryställchen mit ihren diametral gegenüberliegenden Ecken, Kanten oder Flächen in einer Reihe parallel aneinander wachsen, so z. B. kleine Oktaederchen gediegenen Silbers mit ihren Ecken, so entstehen langgezogene Krystallstrahlen, welche teils ganz gerade, teils auch mehr oder weniger stark gebogen sind. Die einzelnen Kryställchen einer solchen Reihe sind vielfach ganz scharf ausgebildet, häufig sind sie auch stark gerundet, und schließlich gibt es solche Strahlen, wo jede Spur von Kanten und Ecken verschwunden ist, so daß runde *draht-* oder *haarförmige* Gebilde vorliegen. Diese, mit den scharf auskrystallisierten durch alle möglichen Übergänge verbunden und also nicht wesentlich in der Bildung von ihnen verschieden, sind meistens stark gekrümmt, die feinen Haare des gediegenen Silbers sind sogar zuweilen in dichte Ballen zusammengerollt und ineinander verschlungen. Derartige Bildungen werden *moosförmig* genannt. Manchmal haben solche Drähte eine ziemlich erhebliche Dicke; sie sind dann oft einfach gebogen wie Eberzähne und werden daher ebenfalls als *Zähne* bezeichnet; oft sind sie auch stärker gekrümmt und sogar pfropfenzieherförmig eingerollt. Zahnförmige und ähnliche Gestalten bildet unter den Metallen besonders das Silber, übrigens auch beispielsweise das Steinsalz.

Krystallstrahlen wie die oben genannten durchkreuzen sich nun nicht selten. Dies geschieht häufig in einer Ebene, wobei sie Winkel von 60° und von 90° miteinander machen; es entstehen dann sog. *dendritische* Bildungen (vergl. auch 188), welche besonders bei dem gediegenen Kupfer und anderen regulär krystallisierten Metallen ausgezeichnet zu beobachten sind (Fig. 292): mehr oder weniger dicke Strahlen schneiden sich unter 60° und bilden in der Ebene ein mehr oder weniger dichtes Maschenwerk. Diese krystallisierten Dendriten sind aber fast durchweg so gebaut, daß sie einen Zwilling bilden, dessen Zwillings- und Verwachsungsebene parallel der

Fig. 292.

Fläche der Haupterstreckung des Maschenwerks durch dasselbe hindurchgeht. Die obere Hälfte dieses letzteren bildet ein trotz des maschigen Baues einheitliches von dem Würfel *a*, dem Oktaeder *o* und dem Rhombendodekaeder *d* begrenztes Individuum, ebenso die untere, aber diese beiden Hälften sind Zwillinge nach der erwähnten Fläche, die einer Oktaederfläche parallel geht. Die Maschen sind zuweilen sehr eng, die Zwischenräume zwischen den einzelnen Strahlen verschwinden häufig ganz und es entstehen *Bleche*, besonders ausgezeichnet beim gediegenen Gold. Solche Bleche sind ganz in derselben Weise gebaut, wie die erwähnten Dendriten, die obere und untere Hälfte sind in Zwillingsstellung zueinander: die Hauptausdehnungsfläche des Blechs ist Zwillingsfläche, die das Blech in zwei halb so dicke Hälften teilt. Bei dem regulären Gold sind die Flächen des Blechs parallel einer Oktaederfläche. Vielfach sind auf ihnen die einzelnen miteinander verwachsenen Individuen durch regelmäßige Dreiecke und die Zwillingsstellung der oberen Hälfte zur unteren durch deren gegenseitige (parallele) Lage auf der Ober- und Unterseite angedeutet.

Durchkreuzen sich die Strahlen nach mehreren Richtungen, welche nicht alle einer Ebene angehören, so geschieht dies entweder, wie z. B. beim gediegenen Silber, in der Art, daß von einzelnen Punkten eines Hauptstammes Seitenäste unter 90° oder 60° ausstrahlen, von welchen wieder in ähnlicher Weise kleinere Zweige abgehen können. Dies sind die *regelmäßig baumförmigen* Bildungen. Oder die in drei oder mehr Raumrichtungen durcheinander gewachsenen Strahlen bilden ein mehr oder weniger dichtes räumliches Maschengewebe, wie beim Speiskobalt, Bleiglanz, Gediegen Wismuth etc. Solche Bildungen nennt man *gestrickt* oder *Gitterkrystalle.*

Verwachsung ungleichartiger Krystalle.

173. Verwachsung ungleichartiger Mineralien. Zuweilen verwachsen auch Krystalle von verschiedenen Substanzen, deren Zusammensetzung und Krystallform gar keine Beziehungen zueinander erkennen lassen, in regelmäßiger, krystallographisch definierbarer Weisé miteinander, und die häufige Wiederholung der Verwachsung von Krystallen zweier bestimmter Substanzen in stets gleicher Art zeigt, daß man es nicht mit einer zufälligen, sondern mit einer gesetzmäßigen Erscheinung zu tun hat. Die Gesetzmäßigkeit pflegt darin zu bestehen, daß die beiden Krystalle bestimmte Flächen, und in diesen bestimmte Kanten gemein haben, oder daß diese Kanten sich rechtwinklig kreuzen.

Ein Beispiel hierzu bildet der trikline langprismatische *Cyanit* und der rhombische, ebenfalls langsäulenförmige *Staurolith.* Stets liegt bei dieser Verwachsung der Staurolithkrystall so auf dem Cyanit, daß seine Flächen o (Fig. 17) mit der Hauptspaltungsfläche des letzteren und bei beiden die langen Prismenkanten parallel sind. Auf vielen rhomboedrischen *Eisenglanzkrystallen* sind quadratische *Rutilkrystalle* so aufgewachsen, daß dieselben mit einer Fläche des Prismas 2. Stellung auf der Basis des Eisenglanzes liegen, und zwar mit ihrer Hauptachse senkrecht zu

den Kanten dieser Basis gegen die Flächen des nächsten stumpferen Rhomboeders. Ähnliche gesetzmäßige Verwachsungen zeigen noch Quarz und Kalkspat, Fahlerz und Kupferkies etc. (Sadebeck, Angew. Krystallographie 1876 pag. 244 ff.) Eine andere gesetzmäßige Verwachsung ungleichartig zusammengesetzter Krystalle ist die isomorphe Fortwachsung (288).

F. Beschaffenheit und Ausbildung der Krystalle.

Wir betrachten hier die allgemeinen Verhältnisse der Krystallformen, der Krystallflächen und der inneren Beschaffenheit der Krystalle namentlich in ihrer Abweichung von dem oben vorausgesetzten idealen Zustande, sowie die Art und Weise des Auftretens der Mineralien in der Natur und der dadurch bedingten Ausbildung der Krystalle.

174. Habitus. Die Krystalle haben nur selten ihre ideale Form (24). Die meisten weichen infolge der verschiedenen Größe gleichartiger Flächen hiervon mehr oder weniger stark ab; sie sind verzerrt.

Durch die besondere Art der Ausbildung der Krystallflächen nach relativer Größe und Gestalt wird ganz allgemein der *Habitus* der Krystalle hervorgebracht, wobei aber allerdings auch oft Zwillingsbildung und anderes eine Rolle spielen. Der Habitus ist eine nicht ganz unwichtige Eigenschaft. Er ist mehr oder weniger von der Art der Entstehung der Krystalle abhängig und kehrt daher bei ein und demselben Mineral unter den gleichen Bildungsumständen vielfach in übereinstimmender Weise wieder, während unter abweichenden Bedingungen ein anderer Habitus zur Entwicklung gelangt. Bei der Beschreibung des Habitus werden leicht verständliche Ausdrücke benutzt, wie: prismatisch oder säulig, nadelförmig, spießig und haarförmig; plattig oder taflig, blättchenförmig, pyramidenförmig etc. Eine und dieselbe Krystallform kann, wie wir schon oben bei der Betrachtung der hexagonalen und quadratischen Formen gesehen haben, sehr verschiedenen Habitus zeigen. Ein hexagonales Prisma mit der Basis kann säulig, nadel- oder haarförmig, taflig oder blättchenförmig ausgebildet sein, je nachdem die Prismen dick oder dünn und die Basisflächen weit voneinander entfernt sind, oder einander nahe liegen. — Ein quadratisches Oktaeder mit der Basis zeigt pyramidenförmigen Habitus, wenn die Endecken nur wenig, dagegen tafligen oder blättchenförmigen Habitus, wenn sie stark bis sehr stark abgestumpft sind, so daß von den Pyramidenflächen schließlich nur äußerst schmale Streifen übrig bleiben. Ähnliche Verschiedenheiten in der Ausbildung können

bei anderen Krystallformen vorkommen. Umgekehrt kann aber auch derselbe Habitus bei der verschiedenartigsten krystallographischen Begrenzung wiederkehren. Eine Nadel kann ein hexagonales, quadratisches oder ein anderes Prisma von langer und dünner Gestalt, eine Tafel eine hexagonale oder quadratische Pyramide oder irgend ein Prisma mit nahe beieinander liegenden Basisflächen darstellen etc. Wenn man Krystalle als Nädelchen, Täfelchen, Blättchen etc. beschreibt, so ist das vollkommen unbestimmt. Es wird damit nur etwas über den verhältnismäßig gleichgültigen Habitus, aber nichts über die sehr viel wichtigere eigentliche Krystallform ausgesagt. Eine und dieselbe Substanz kann unter gewissen Umständen Nädelchen, unter anderen Umständen Blättchen bilden und doch jedesmal krystallographisch genau dieselbe Begrenzung haben.

Durch die verschiedene Ausbildung gleicher Flächen bei der Verzerrung wird eine ganz andere Symmetrie, und zwar eine niedrigere nachgeahmt, als sie dem Krystall eigentlich zukommt. Umgekehrt kann durch das Gleichwerden der Form krystallographisch ungleicher Flächen die Symmetrie scheinbar erhöht werden. Ein Würfel kann scheinbar quadratisch und rhombisch werden, wenn die Parallelflächen verschiedene Entfernung voneinander haben. Ein reguläres Oktaeder, bei dem zwei gegenüberliegende Flächen nahe zusammen oder weit auseinander rücken, bildet ein scheinbares Rhomboeder mit der Basis. Granatoeder geben, in der Richtung einer vierzähligen Symmetrieachse verkürzt oder verlängert, eine scheinbar quadratische, in der Richtung einer dreizähligen Symmetrieachse verkürzt oder verlängert eine scheinbar rhomboedrische Kombination etc. Ein Würfel kann daher regulären, quadratischen oder rhombischen, ein Oktaeder regulären oder rhomboedrischen, ein Granatoeder regulären, quadratischen oder rhomboedrischen, alle auch u. a. einen ganz unregelmäßigen Habitus annehmen etc. Die in der Idealform gleichen Winkel und die Flächenbeschaffenheit bleiben dabei jedoch selbstverständlich immer dieselben, so daß man daran, auch bei Verzerrung zu ganz symmetrielosen Formen, die richtigen Symmetrieverhältnisse zu erkennen vermag, wenn schon oft nur durch eingehendes und mühevolles goniometrisches Studium.

Einen gewissen Einfluß auf den Habitus der Krystalle hat auch das zuweilen zu beobachtende vollkommen gesetzlose Fehlen einzelner von den der Symmetrie nach eigentlich zu erwartenden Flächen. Auch diese Erscheinung wird zuweilen *Meroedrie* genannt (63).

175. Krystallflächen. Die Krystallflächen sind, wie schon oben erwähnt wurde (8), kaum jemals vollkommen eben und glatt. Am meisten ist dies noch bei kleinen aufgewachsenen Krystallen der Fall, welche daher auch zu goniometrischen Messungen am geeignetsten sind.

Abweichungen von der Ebenheit, also krumme Flächen und damit auch krumme Kanten, kommen nicht so gar häufig vor; die gekrümmten Flächen sind meist konvex, seltener konkav. So ist es beim Diamant, der fast ausschließlich krumme Begrenzungsflächen hat; nur die an ihm vorkommenden Oktaederflächen sind stets eben. Weniger häufig finden sich krumme konvexe Flächen an Gypskrystallen, die zuweilen linsenförmig gerundet aussehen. Eigentümlich sind die sog. *geflossenen* Krystalle, deren Flächen und Kanten so abgerundet sind, wie wenn sie eine oberflächliche Schmelzung erlitten hätten (was aber nicht immer der Fall ist); so bei manchen Krystallen des Apatit, des Augit, der Hornblende, des Bleiglanzes etc. Namentlich die in Kontaktzonen (302) im körnigen Kalk eingewachsenen Krystalle zeigen häufig diese Erscheinung.

Vielfach ist die Flächenkrümmung nur eine scheinbare; die Flächen sind aus einer größeren Anzahl von kleinen ebenen Flächenelementen zusammengesetzt, welche annähernd aber nicht ganz vollkommen in ein Niveau fallen. Dies ist einmal der Fall, wenn eine größere Anzahl von kleinen ebenflächigen Krystallen in nicht vollkommen paralleler (hypoparalleler) Stellung miteinander verwachsen. So entstehen z. B. die krummen Flächen der sattelförmigen Braunspatkrystalle (Fig. 255), ebenso diejenigen des kugeligen Prehnits, des garbenförmigen Desmins (Fig. 256) und mancher Bergkrystalle. In anderer Weise wird die scheinbare Krümmung dadurch hervorgebracht, daß an völlig einheitlich gebauten Krystallen in einer Zone zahlreiche sehr schmale Flächen auftreten, welche zusammen den Eindruck einer kontinuierlichen cylinderförmigen Krümmung hervorbringen, z. B. beim hexagonalen Beryll (116), beim quadratischen Vesuvian (134).

Abweichungen von der vollkommenen Glätte bei in ihrer Haupterstreckung ebenen Flächen, d. h. das Auftreten kleiner Rauhigkeiten auf in der Hauptsache ebenen Flächen ist häufiger, als die Krümmung. Nach der speziellen Beschaffenheit unterscheidet man: *Drusige* Flächen, viele kleine von anders gerichteten Flächen begrenzte Krystallecken sitzen auf den Flächen auf. Solche drusige Flächen sind z. B. die Flächen der aus parallelen Würfelchen verwachsenen oktaedrischen Flußspatkrystalle (Fig. 254). Bei *rauhen* Flächen sind diese kleinen Erhabenheiten scharfkantig und eckig, aber unregelmäßig begrenzt. Diese Unregelmäßigkeiten sind vielfach sehr fein und dann die Flächen stets matt. *Körnige* Flächen sind von kleinen rundlichen Erhabenheiten bedeckt. Manche Flächen tragen wenige regelmäßig gestaltete größere Erhabenheiten; so die Dihexaederflächen des Quarzes vielfach flache gerundet dreiseitige Schuppen (*schuppige* Flächen) etc. Auf manchen Flächen sitzen in großer Zahl und dicht nebeneinander kleine sehr niedrige Pyramiden, begrenzt von Seitenflächen, welche von

jenen Flächen nur um sehr kleine Winkel abweichen (vizinale Flächen, 176), und an den Ecken parallel mit der betr. Fläche sehr breit abgestumpft. Solche Flächen heißen *parkettiert* oder *facettiert*; sie finden sich am Zinnstein, Vesuvian etc.

Besonders häufig bemerkt man auf den Krystallflächen eine mehr oder weniger regelmäßige *Streifung* oder *Riefung*. Sie ist teils fein, teils dick und grob, geradlinig oder auch wohl gebogen und krumm, und verläuft auf den Flächen meist in einer ganz bestimmten Richtung, so z. B. auf den Würfelflächen des Schwefelkieses parallel den Würfelkanten, auf den Prismenflächen des Quarzes senkrecht zu den Prismenkanten und parallel den Kanten zu den Rhomboederflächen etc. Seltener ist es, daß auf einer Fläche in mehreren Richtungen Streifen gehen, die sich dann aber meist nicht schneiden, sondern längs einer geraden Linie zusammenstoßen und eine federartige Streifung bilden. Diese findet sich vorzugsweise bei Zwillingen (160), aber auch bei einfachen Krystallen (Glimmer, Chabasit). Die Streifen sind oft durch auf den Flächen aufsitzende, feine, langgezogene Erhabenheiten gebildet, besonders die nicht ganz geradlinige Streifung. Nicht selten entsteht die Streifung aber auch dadurch, daß zwei Flächen vielfach wiederholt treppenförmig (oscillatorisch) miteinander abwechseln, so z. B. beim Quarz die Prismenflächen und die darüber liegenden Rhomboederflächen. Je niederer und kleiner die Treppen sind, desto feiner die Streifung, die nach ihrer Entstehung als *Kombinationsstreifung* bezeichnet wird. Diese treppenförmige Abwechslung von Flächen bringt zuweilen stark gestreifte Scheinflächen hervor. So findet man die Schiefendflächen P und x an manchen Feldspatkrystallen (Adular) derart miteinander oscillatorisch vielfach abwechselnd, daß alle dadurch entstehenden Kanten in eine Ebene fallen, welche dann als eine scheinbare, in der Richtung dieser Kanten stark gestreifte Fläche an dem Krystall sich darstellt.

Aber nicht nur durch Erhabenheiten wird die Glätte und Ebenheit der Krystallflächen gestört, sondern auch durch *Vertiefungen*. In viele Flächen sind kleine mehr oder weniger regelmäßige Vertiefungen eingesenkt, zuweilen von ganz ebenen kleinen Flächenelementen begrenzt, die sich in scharfen nach innen gerichteten Kanten und Ecken schneiden und die ganz bestimmten Krystallflächen parallel gehen. Zuweilen werden diese Vertiefungen aber auch von ganz unregelmäßigen Flächen gebildet, besonders wenn sie größer sind. Es sind dies wahrscheinlich zum Teil nicht ursprüngliche Unregelmäßigkeiten, sondern sie sind durch die korrodierende Tätigkeit des Wassers und anderer Agentien später eingeätzt, es sind natürliche Ätzfiguren (200). Sind die Vertiefungen der Flächen zahlreich, groß, unregelmäßig, scharfkantig und eckig, wenn auch nicht

gerade ebenflächig begrenzt, so heißt die Fläche *zerfressen* (zerfressene Krystalle).

Eine eigentümliche Art von Rauhigkeit zeigen die Krystalle mancher Mineralien dadurch, daß ihre Flächen mit oft staubförmig feinen Teilchen einer fremden Substanz bedeckt sind. Dabei herrscht nicht selten die Gesetzmäßigkeit, daß auch hierin die gleichwertigen Flächen eines Krystalls sich gleich und von den anderen verschieden verhalten. Manche Flächen sind in dieser Weise bestäubt, andere an demselben Krystall nicht. So sind an zahlreichen Krystallen des alpinen Adulars (vgl. Fig. 496) die Flächen des Klinopinakoids *M* und des Prismas *z* mit grünem Chloritstaub überzogen, die anderen Flächen nicht etc.

176. Vizinale Flächen. Eine eigentümliche Erscheinung, welche die Beschaffenheit der Krystallflächen vieler Mineralien zuweilen beeinflußt, sind die sog. *vizinalen Flächen*. Diese Erscheinung besteht darin, daß eine Fläche, welche nach ihrer Lage gegen die anderen Flächen einen durch einfache Indices bestimmten Ausdruck zu haben scheint, nach mehreren über sie hinweggehenden sehr stumpfen geraden Kanten gebrochen oder geknickt ist und dadurch in eine Anzahl von Flächenstücken zerfällt, welche miteinander und mit der Fläche, welche auf den ersten Blick allein vorhanden zu sein scheint, sehr stumpfe Winkel machen. Diese Flächenstücke sind *vizinal* zu der großen scheinbaren Gesamtfläche, der zuweilen eine der Facetten genau parallel geht, zuweilen auch nicht. Diese Teilflächen liegen oft in bestimmten Zonen und haben rationale Indices, sind also echte Krystallflächen, die Ausdrücke sind aber sehr kompliziert. So sieht man z. B. an Adularkrystallen häufig die Prismenflächen *T* durch solche stumpfe Kanten abgeteilt. Es ist nicht mehr die Fläche *T* mit dem Ausdruck ∞P (110) rechts und links von der Querfläche *K* vorhanden, sondern in dem Fig. 293 als Beispiel gezeichneten Fall sind statt *T* die diesem sehr nahe liegenden Flächen $\xi = 43 . 42 . 1$; $\zeta = 71 . 70 . 1$ etc. vorhanden. Eine dieser Facetten ist auch genau mit *T* parallel und hat also den Ausdruck: $T' = 110$. Eine ähnliche Erscheinung etwas anderer Art ist mit dem Namen *Polyedrie* belegt worden. (Websky, Ztschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 15, 1863, pag. 677. A. Scacchi, ibid. pag. 15.)

Fig. 293.

177. Krystallskelette. Eine eigentümliche Beschaffenheit nimmt oft die Oberfläche der Krystalle an, wenn beim Wachstum derselben die neue Substanz sich vorzugsweise an einzelnen Stellen anhäuft. Geschieht dies an den Kanten, so ist die Folge, daß die Flächen nach ihrer Mitte hin vertieft erscheinen (Quarz). Ist diese Anhäufung an den Kanten so regelmäßig, daß die Vertiefung nach dem Innern der Flächen in ebenflächigen und geradlinigen Treppen erfolgt, wie z. B. nicht selten am Bleiglanz, dann heißt die Fläche *kastenförmig* vertieft. Zuweilen ist die Einsenkung der Fläche nur gering und seicht, zuweilen ist die Substanz des Krystalls so sehr an den Kanten koncentriert, daß von den Flächen aus tiefe Höhlungen oft bis zum Krystallmittelpunkt reichen. Dann ist der Krystall durch die Kanten ge-

wissermaßen nur im Umriß angedeutet, aber die Umrisse sind nicht mit Masse ausgefüllt. Solche Bildungen heißen *Krystallskelette* (Bergkrystall, Bleiglanz). Einsenkungen der Krystallflächen werden übrigens auch zuweilen durch teilweise Wegführung der Substanz aus dem Krystall hervorgebracht; so sind z. B. bei den in Malachit verwandelten Krystallen von Rotkupfererz aus Chessy bei Lyon die Flächen in der Mitte vertieft, weil bei der Umwandlung mehr Substanz weg- als zugeführt wurde, so daß die entstehende Verbindung (der Malachit) den durch die Kanten des Rotkupfererzkrystalls im Umriß angegebenen Raum nicht mehr völlig ausfüllen konnte.

Häuft sich die Masse mehr auf den Flächen an, so sind diese in ihrer Mitte erhöht, und an den Kanten sind infolgedessen die Krystalle vertieft — eingekerbte Kanten —. Solche beobachtet man bei manchen Quarzen, beim Rotkupfererz, Gold, Silber etc. (siehe dagegen die infolge von Zwillingsbildung eingekerbten Kanten des Diamant).

178. Krystallschalen. Sehr verbreitet ist der *schalige* Aufbau vieler Krystalle, der die Folge der allmählichen, z. T. sogar einer intermittierenden Bildung ist. Häufig ist nur der Kern von der Hülle verschieden, wie bei den amerikanischen Turmalinen, wo eine äußere grüne Schicht eine innere rote Partie umgibt. Oft liegen aber auch einzelne dünnere Schichten parallel der äußeren polyedrischen Umgrenzung in größerer Anzahl übereinander. Diese hängen meist fest zusammen, sie treten aber auf dem Bruch der Krystalle deutlich hervor, wenn sie kleine Unterschiede im Aussehen, also in Farbe, Durchsichtigkeit etc. erkennen lassen *(Zonarstruktur)*. So ist es z. B. bei den Krystallen des gemeinen Quarzes, die häufig aus einer sehr großen Zahl solcher dünnen Lagen aufgebaut sind. Bei manchen Mineralien tritt die Schichtenbildung erst bei der Verwitterung deutlich hervor oder bei künstlichem Anätzen der Bruchflächen. Bei manchen anderen Krystallen sind die Schichten namentlich in der Farbe so verschieden, daß sie auf den ersten Blick und mit größter Deutlichkeit ins Auge fallen, so bei manchen Amethysten, in denen vielfach einzelne Lagen weißen Quarzes parallel mit den äußeren Krystallflächen eingeschaltet sind. Manchmal trägt ein Kernkrystall nur Ecken desselben Minerals von anderer Farbe, z. B. gibt es violette Würfel von Flußspat mit weißen Ecken etc. Sehr deutlich tritt diese allmähliche Bildung der Krystalle hervor, wenn die Oberfläche eines im Innern steckenden Kernes mit einer dünnen Schicht eines anders gefärbten fremden Minerals bedeckt ist. So findet man nicht selten Bergkrystalle, in denen ein kleinerer Bergkrystallkern steckt, dessen Rhomboederflächen mit Chloritstaub bedeckt sind,

so daß ein kleines grünes, der äußeren Begrenzung paralleles Dihexaeder durch die äußere wasserhelle Substanz durchscheint. Am deutlichsten wird aber der Aufbau aus einzelnen Schichten, wenn diese nicht fest zusammenhängen, sondern nur lose übereinander liegen und sich voneinander abheben lassen, wie z. B. bei dem sog. Kappenquarz, bei manchen Krystallen von Epidot, Vesuvian, Wolframit etc.

Als eine häufige Erscheinung zeigt sich die Schalenbildung (Zonarstruktur) der Mineralien unter dem Mikroskop. Die Leucite, Feldspate, Granaten, Augite etc. in den Gesteinen erweisen sich häufig als aus einzelnen dünnen Schichten aufgebaut, welche sich koncentrisch um einen centralen Kern herumlagern und die in ihrer äußeren Form mehr oder weniger vollkommen mit dem Kern und miteinander übereinstimmen.

Die Schalenbildung kommt dadurch zu stande, daß bei der Entstehung der Krystalle das Wachstum durch Ablagerung immer neuer Schichten auf der jeweiligen Oberfläche erfolgt. Sind diese Schichten alle vollkommen gleichartig und wird der Bildungsprozeß in keiner Weise gestört oder gar unterbrochen, dann sind sie einzeln nicht bemerkbar; der Krystall erscheint vollkommen homogen und zusammenhängend. Ändert sich dagegen während des Prozesses die Lösung oder der Schmelzfluß, worin der Krystall wächst, dann werden auch die neugebildeten Schichten von den älteren Teilen des Krystalls verschieden sein können und sich in Farbe, Durchsichtigkeit etc., kurz im ganzen Aussehen und z. T. auch in ihren physikalischen Eigenschaften von der letzteren mehr oder weniger deutlich abheben. Tritt eine solche Änderung nur einmal ein, dann ist ein Kern von einer davon abweichenden Hülle umgeben. Geschieht dies öfter, dann entspricht jeder einzelnen Änderung eine in ihrer Beschaffenheit von der benachbarten verschiedene Schicht und umgekehrt. Tritt eine Unterbrechung im Wachstum ein, wächst der Krystall nicht stetig, sondern intermittierend, und bedeckt sich dabei die Oberfläche desselben mit einer noch so dünnen Schicht einer fremden Substanz, so hängen die neugebildeten Schichten vielfach nicht mehr fest an ihrer Unterlage und lassen sich nun kappenförmig von dem Kern abheben.

179. Sanduhrstruktur. Die Ablagerung der neuen Substanz bei der Vergrößerung eines Krystalls geht von dessen Flächen aus. Über jeder Fläche schreitet das Wachstum in der erwähnten Weise weiter. Die neuen Schichten über jeder Fläche werden immer größer und ausgedehnter und grenzen in den Kanten und Ecken an die zu den benachbarten Flächen gehörigen gleichalten Schichten. Der ganze Krystall kann so als zusammengesetzt aus einer der Anzahl seiner Flächen entsprechenden Zahl von Pyramiden gedacht werden, deren

Spitzen im Krystallmittelpunkt liegen, deren Basis die betr. Fläche ist und die sich nach außen allmählich immer mehr vergrößern und erweitern (Fig. 294). Sie werden danach als *Anwachspyramiden* oder *Anwachskegel* bezeichnet. Wie die Krystallflächen in ihrer Beschaffenheit verschieden sein können (8), so können u. U. auch die zu ihnen gehörigen Anwachskegel in ihrer Beschaffenheit und in ihrem Aussehen, besonders in der Färbung, verschieden werden. Die sich gleichzeitig ablagernden Schichten sind dann auch nicht mehr rings um den Krystall herum einander gleich, sondern von den anstoßenden über den benachbarten Flächen etwas verschieden. Die Folge eines derartigen Aufbaues aus verschiedenen Anwachskegeln ist dann nicht selten eine Struktur des Krystalls, die sich, wie Fig. 294 deutlich zeigt, mit der einer Sanduhr vergleichen läßt und die danach als *Sanduhrstruktur* bezeichnet wird. Sie kann beim Chiastolith, bei manchen Augiten und auch bei sonstigen Mineralien beobachtet werden.

Fig. 294.

180. Einschlüsse. Auch die Eigenschaft der Homogenität ist bei den Krystallen oft nur unvollkommen ausgebildet. Dies zeigt schon der soeben betrachtete schalige Aufbau vieler derselben. Noch größer ist jedoch die Störung der gleichmäßigen Beschaffenheit durch die Anwesenheit fremder Substanzen im Innern der Krystalle, die man als *Einschlüsse* (Interpositionen) bezeichnet und die beim Wachstum der Krystalle in diesen eingehüllt wurden. Sie können fest, flüssig oder gasförmig sein. Zwischen ihnen ist die Substanz des umhüllenden Krystalls, des sog. *Wirts*, vollkommen homogen, aber die Homogenität des ganzen Gebildes wird durch ihre Anwesenheit mehr oder weniger beeinträchtigt. Sie finden sich häufig nur vereinzelt, oft sind sie aber auch in beträchtlicher Zahl vorhanden und in manchen Fällen bilden sie sogar einen größeren Teil des Ganzen, als der Wirt. Sie sind entweder regellos durch den ganzen Krystall zerstreut oder auf einzelne Stellen beschränkt. Häufig sind sie auch in einer gewissen Gesetzmäßigkeit in demselben angeordnet: mehr nach der Mitte oder mehr nach der Peripherie hin angehäuft, oder in Schichten, die durch einschlußarme oder -freie Schichten voneinander getrennt sind, oder in zusammenhängenden Schwärmen, die den Krystall durchziehen etc. Manchmal sind sie schon mit bloßem Auge deutlich zu sehen, sehr viel häufiger sind sie jedoch mikroskopisch klein und nur in bis zur Durchsichtigkeit dünn geschliffenen Platten der betreffenden Mineralien, sog. Dünnschliffen, unter dem Mikroskope erkennbar.

181. Feste Einschlüsse. Die *festen Einschlüsse* sind teils amorph, teils krystallisiert. Amorph sind sie hauptsächlich in solchen Mine-

ralien, welche die aus feurigem Fluß erstarrten Lavagesteine zusammensetzen und denen daher ebenfalls eine derartige Entstehung zuzuschreiben ist. Es ist hier glasartig erstarrte Gesteinsmasse, welche nicht Zeit hatte, sich bei der Festwerdung des Ganzen in Krystallen auszubilden. Feldspate, Leucite, Quarze etc. aus Basalten, Trachyten, Lipariten, Felsitporphyren etc. zeigen solche Einschlüsse, nicht selten in mehr oder weniger großer Zahl. Die einzelnen Einschlüsse sind mikroskopisch klein, erreichen aber auch zuweilen eine erhebliche Größe. Manchmal haben sie die Gestalt, welche die äußere Begrenzung des umgebenden Krystalls zeigt (Glaseinschlüsse von der Form des Wirts). In diesem sind sie auch in einzelnen Fällen in irgend einer regelmäßigen Weise eingelagert z. B. in Zonen parallel mit der äußeren Begrenzung etc. Solche Glaseinschlüsse sind sichere Beweise für die Erstarrung der betr. Mineralien und Gesteine aus dem Schmelzfluß, also für ihre vulkanische Entstehung.

Häufiger sind Einschlüsse von Krystallen in anderen Krystallen. Die Formen der Einschlüsse sind verschieden. Nicht selten sind es lange Prismen z. B. von Strahlstein, oder Rutil, oder Turmalin etc., besonders im Bergkrystall, welche manchmal mit einem Ende aus diesem mehr oder weniger weit hervorragen. In anderen Fällen sind es dünne Plättchen und Schüppchen, wie z. B. die Eisenglanz- oder Goethitschuppen in dem Oligoklas (sog. Sonnenstein) von Tvedestrand in Norwegen, in welchem alle diese Schüppchen parallel mit der Hauptspaltungsfläche des Oligoklas eingewachsen sind. Auch im Carnallit findet man solche dünnen roten Schüppchen. Körnchen von Magneteisen, Quarz etc. trifft man in vielen Mineralien.

Sind die eingeschlossenen Kryställchen sehr klein und nur noch unter dem Mikroskop erkennbar, so nennt man sie *Mikrolithen*. Man spricht so von Augit-, Nephelin- etc. Mikrolithen, doch sind diese kleinen Gebilde oft ihrer mineralogischen Natur nach nicht sicher bestimmbar. Auch die Mikrolithen sind zuweilen in regelmäßiger Weise in den Krystallen eingewachsen, so z. B. die Eisenglanzschuppen in dem oben erwähnten Sonnenstein, Magneteisenkörnchen in Flächen parallel mit den Krystallflächen des einschließenden Leucits; in manchen Glimmern findet man in drei unter 60° gegeneinander geneigten Richtungen parallel den Hauptblätterbrüchen sehr dünne Nädelchen eines anderen Minerals in zahlloser Menge eingelagert, welche den Asterismus (264) dieser Glimmer hervorbringen etc. Nicht ungewöhnlich ist eine Verteilung in einzelnen Schichten, die durch einschlußfreie, reine Schichten voneinander getrennt sind.

Die Zahl der eingeschlossenen Kryställchen ist manchmal gering, manchmal sehr groß, so daß nicht selten der ganze an sich farblose und durchsichtige Wirt von ihnen scheinbar gleichmäßig getrübt und

gefärbt erscheint. So ist der schon erwähnte Carnallit durch die Eisenglanz- oder Goethiteinschlüsse rot, der Sonnenstein erhält durch diese Schüppchen einen eigentümlichen rötlichen Lichtschein, mancher Bergkrystall wird durch Einschluß massenhafter staubartiger Chloritpartikelchen dunkelgrün; ebenso wird mancher Quarz grün durch Strahlsteinnädelchen etc. Ist aber die Zahl der Einschlüsse auch oft sehr groß, so ist wegen der äußersten Kleinheit oder Dünne derselben ihre Masse doch gering. So beträgt z. B. im Sonnenstein der Gehalt an Fe_2O_3 nur *ca.* $^1/_3$%, trotzdem die Eisenoxydschüppchen so zahlreich eingewachsen sind, daß sie den roten Schiller in dem Mineral erzeugen können, aber diese Plättchen sind eben äußerst dünn. Vielfach ist die Masse der Einschlüsse allerdings größer, am größten wohl bei dem sog. krystallisierten Sandstein von Fontainebleau: Kalkspatkrystalle mit eingeschlossenen Sandkörnern, welche ca. $^2/_3$ der ganzen Masse der Krystalle ausmachen; ähnlich die zu rosenähnlichen Gruppen verbundenen Schwerspatkrystalle von Rockenberg bei Butzbach in Oberhessen.

(Söchting, Seyffert, Leonhard und Blum, Einschlüsse von Mineralien in krystallisierten Mineralien. Haarlem 1854. Vergl. auch die in (3) angeführten Werke über die mikroskop. Verhältnisse der Mineralien, bes. von v. Lasaulx, Rosenbusch und Zirkel, auch in Bezug auf den nächsten Abschnitt.)

182. Flüssigkeitseinschlüsse. Man findet in den Mineralien vielfach Hohlräume, welche selten ganz, meist nur teilweise mit einer Flüssigkeit erfüllt sind. Namentlich in mikroskopischer Kleinheit sind solche Einschlüsse sehr häufig, besonders im Quarz, Olivin und noch in vielen anderen Mineralien. Sie finden sich teils einzeln, teils in größerer Zahl nebeneinander, vielfach gleichmäßig durch den Wirt zerstreut, oder stellenweise angehäuft, oder in zusammenhängenden Zügen oder Schwärmen gruppiert, endlich auch ganz unregelmäßig verteilt. Indessen sind solche Einschlüsse von makroskopischen Größen, die mit bloßem Auge beobachtet werden können, gleichfalls nicht selten, so z. B. im Quarz von Poretta bei Bologna, in manchen Steinsalzkrystallen und anderen aus wäßriger Lösung gebildeten Mineralien. Am größten sind die Flüssigkeitseinschlüsse wohl beim sog. *Enhydros*, einem Chalcedon, der als dünne Hülle linsenförmig rundliche halb mit Flüssigkeit erfüllte Hohlräume, oft von mehreren Kubikcentimetern Inhalt, umschließt. Sind solche Hohlräume nicht ganz mit der Flüssigkeit erfüllt, so steht in ihnen an der höchsten Stelle eine Luft- oder Gasblase, die sich beim Neigen des Stückes hin- und herbewegt, eine sog. *Libelle*. An dieser wird die flüssige Natur eines solchen Einschlusses oft am sichersten erkannt. Dies ist auch unter dem Mikroskop möglich, wo man die Libellen häufig ohne erkennbaren äußeren Anlaß lebhaft hin und her zittern und

schwanken sieht. Die Flüssigkeitseinschlüsse sind oft von einfach rundlicher Form, nicht selten aber auf das komplizierteste nach allen Richtungen verästelt und schlauchförmig verzweigt. Gar nicht ungewöhnlich sind sie aber auch von regelmäßig ebenen Flächen parallel der äußeren Begrenzung des Wirts begrenzt; auch sie haben nicht selten die Form des Wirts, wie z. B. in manchen Quarzen, besonders schön in manchen Steinsalzkrystallen etc. Die eingeschlossene Flüssigkeit ist von verschiedener Natur, bald fast reines Wasser, bald NaCl-Lösung, bald flüssige Kohlensäure etc. Meist hat sie die Beschaffenheit der nach der Ausbildung der Krystalle übrig gebliebenen Mutterlauge.

183. Gasförmige Einschlüsse. Neben den Flüssigkeitseinschlüssen, vielfach aber auch ganz unabhängig und getrennt von ihnen trifft man leere Einschlüsse, d. h. solche, die nur von einem Gas oder einem Dampf erfüllt sind. Derartige Einschlüsse werden daher auch wohl Gasporen oder Dampfporen genannt. Ihre Form ist meist rundlich, gewöhnlich einfach, selten kompliziert verzweigt und verästelt wie bei den Flüssigkeitseinschlüssen. Nicht ungewöhnlich haben auch sie die Form des Wirts, wie z. B. in den Bergkrystallen von Middleville, New York, wo sie bis 3 mm groß werden. Sie bilden dann die sog. negativen Krystalle, von denen man aber in derselben Weise auch bei Flüssigkeitseinschlüssen von der Form des Wirts spricht. Außer im Quarz sind solche leere negative Krystalle ganz besonders auch im Gips, im Topas und im Eis beobachtet worden. Wie die Flüssigkeitseinschlüsse, so sind auch die Dampfporen meist mikroskopisch klein, nicht selten aber auch mit bloßem Auge zu sehen; wie diese sind auch sie, bald einzeln, bald reichlicher und in ähnlicher Verteilung vorhanden. Es ist meistens Wasserdampf, Kohlenwasserstoff, Kohlensäure, Stickstoff und Sauerstoff. Manchmal sind diese Gase unter einem höheren Druck in den Hohlräumen eingeschlossen, wie dies das sog. Knistersalz von Wieliczka zeigt. Dies ist ein Steinsalz mit zahlreichen Einschlüssen von Sumpfgas und Stickstoff. Bringt man davon ein Stück ins Wasser, dann werden die Hüllen, welche die Einschlüsse umgeben, von diesem aufgelöst und daher immer dünner, bis das hochgespannte Gas die einschließenden Wände des Steinsalzes, unter Erregung deutlicher Töne sprengt. Bei dem ganzen Lösungsprozeß hört man daher fortdauernd ein knisterndes Geräusch und sieht gleichzeitig Gasblasen in großer Menge aufsteigen und entweichen.

184. Ausbildung der Krystalle. Die in der Natur vorkommenden Krystalle finden sich in zweierlei Weise ausgebildet: einmal ringsum mit allen von der Symmetrie erforderten Flächen ausgestattet, sodann

an einer Stelle mehr oder weniger verkümmert oder verstümmelt. Dies hängt auf das Engste mit der Art und Weise des Vorkommens und der Bildung der Krystalle zusammen. Ringsum vollständig ausgebildet sind diese, wenn sie sich in einer weichen und nachgiebigen Umgebung schwebend oder schwimmend entwickelt haben, in der sie später nach Festwerdung des Ganzen eingebettet liegen *(eingewachsene Krystalle)*. Unvollständig sind sie, wenn sie im freien Raum auf einer Unterlage sitzend entstanden sind, von der aus sie mit ihrem freien Ende in diesen leeren Raum hineinragen *(aufgewachsene Krystalle)*. Manche Mineralien finden sich nur eingewachsen (Boracit); manche nur aufgewachsen (Kalkspat); manche andere endlich, und zwar die meisten, bald in der einen, bald in der anderen Weise, je nach der speziellen Art ihrer Entstehung.

185. Eingewachsene Krystalle. Die *eingewachsenen* Krystalle finden sich zum Teil nur vereinzelt in der sie umgebenden Masse (Grundmasse, Muttergestein), zum Teil sind sie darin in größerer Zahl vorhanden; man nennt dies dann auch wohl *eingesprengt*. Sind sehr viele kleine Kryställchen (oder derbe Körnchen) eines Minerals in einem anderen Mineral oder in einem Gesteine eingesprengt, so sagt man, das letztere Mineral oder Gestein sei mit dem ersteren Mineral *imprägniert*. Eingewachsene Krystalle, wie z. B. Feldspat und Quarz im Porphyr, Granat im Glimmerschiefer, Magneteisen im Chloritschiefer, Schwefelkies im Tonschiefer etc. sind *rundum vollkommen ausgebildet*, zu jeder Fläche, Kante und Ecke ist das parallele Gegenstück vorhanden, aber die Flächen sind infolge der innigen Berührung mit der Umgebung meist matt, sogar rauh. Diese Krystalle müssen sich in einer nachgiebigen Masse (meist ist es ein Schmelzfluß) schwimmend oder schwebend gebildet haben, sonst hätten sie sich nicht nach allen Richtungen hin in der Hauptsache ungehindert entwickeln können.

Die eingewachsenen Krystalle liegen entweder getrennt und ohne Zusammenhang in der Grundmasse, wie z. B. der Granat im Glimmerschiefer etc., oder sie sind zu mehreren miteinander verwachsen. Derartige aus mehreren Krystallen bestehende, in einer Grundmasse eingelagerte Zusammenhäufungen nennt man *Krystallgruppen*; sie können die verschiedenartigste Gestalt haben, sind aber meist kugel- oder knollenförmig. Solche Gruppen bildet z. B. der Gips im Ton, die Kupferlasur von Chessy ebenfalls im Ton etc. Mehr oder weniger zahlreiche Krystallspitzen, jede einem der zusammengewachsenen Individuen angehörig, ragen an ihrer Oberfläche weiter oder weniger weit hervor. Werden diese Individuen kleiner, resp. die polyedrische Begrenzung der aus der Oberfläche der Gruppe herausragenden Krystall-

spitzen unregelmäßig, unvollkommen und undeutlich, so nähern sich die Gruppen immer mehr krystallinischen Aggregaten mit rundlicher Oberfläche (187).

186. Aufgewachsene Krystalle. Die *aufgewachsenen* Krystalle sitzen an dem einen Ende mit einer mehr oder weniger ausgedehnten Fläche, der Ansatzstelle, auf der Unterlage auf und ragen mit dem anderen Ende frei in einen Hohlraum hinein. Die Ansatzstelle ist oft nur klein, manchmal aber auch sehr ausgedehnt. Nimmt man einen solchen Krystall von der Unterlage ab, so ist er an der Ansatzstelle *unvollständig ausgebildet*, da hier sich natürlich keine Flächen entwickeln konnten. Man kann aber, wie wir schon gesehen haben, ein solches Krystallbruchstück nach den Gesetzen der Symmetrie und des Flächenparallelismus meist leicht ergänzen (8). Die Flächen der aufgewachsenen Krystalle sind meist glatt und glänzend und daher zur krystallographischen Untersuchung mit dem Goniometer besonders geeignet, trotz ihrer Unvollständigkeit.

Selten sieht man einen einzelnen Krystall aufgewachsen, meist sind mehrere vereinigt und bilden eine *Druse* (Krystalldruse, z. B. Kalkspat-, Bleiglanz- etc. Druse). Wenn die Krystalle der Druse sehr klein sind und größere Flächen der Unterlage bedecken, so spricht man wohl von einem *Rasen*. Die einzelnen Krystalle einer solchen Druse sind meist ganz regellos gegeneinander gestellt, zuweilen zeigen sie aber doch eine gewisse Regelmäßigkeit in der Anordnung; man nennt dies dann wohl einen *Krystallstock*. So sind manchmal, aber selten, alle Krystalle einer Druse parallel, oder sie konvergieren alle nach einem Punkte, wobei sie entweder langprismenförmig (z. B. Natrolith) oder dünntafelförmig sind (Eisenglanz bei den sog. Eisenrosen der Alpen), oder die Krystalle bilden dünne Tafeln, welche fächerförmig von einer allen gemeinsamen Linie ausstrahlen (wie z. B. der sog. kammförmige Schwerspat). Dabei entstehen nicht selten ziemlich regelmäßige kugelige oder ellipsoidische Gebilde; oder es sind tropfsteinartige Zapfen, deren einzelne Krystalle senkrecht zur Achse der Zapfen nach allen Richtungen radial hinausragen. Andere solche Gruppierungen kommen noch vor, welche in leicht verständlicher Weise durch Vergleich mit bekannten Gegenständen von charakteristischer Gestalt beschrieben werden, so garbenförmig (154), rutenförmig etc. Rosettenförmig angeordnet nennt man eine Anzahl von meist kleinen, dünnen und lang gezogenen Krystallen, welche alle, auf einer ebenen Unterlage aufgewachsen, radial von einem Centrum ausstrahlen (Wavellit, Kobaltblüte) etc.

Die Krystalle der Drusen sind oft groß und lang, z. B. beim Quarz, oft sind sie nur kurz und niedrig, z. B. beim Schwefelkies.

Zuweilen werden die Krystalle sehr klein und bilden nur eine dünne Haut, welche auf größere Erstreckung Gesteine und Mineralien überzieht. Solche Häute werden u. a. vom Quarz gebildet, der auf diese Weise die von ihm überzogenen Mineralien förmlich abgießt und abformt.

Die Gestalt der Drusen hängt ab von derjenigen ihrer Unterlage. Ist diese nahezu eben, wie z. B. die Wand einer Spalte im Gebirge, so ist auch die Druse eben und meist stark ausgedehnt. Sitzt sie auf der runden Wand eines kleinen Hohlraums im Gestein, so ist auch die Druse rund, wie z. B. die sog. Mandeln (300, 301). Indessen sind solche runden Drusenräume nicht immer klein, sondern zuweilen von gewaltigem Umfang, wie z. B. die sog. Krystallkeller in den Alpen, deren Wände mit centnerschweren Quarzkrystallen besetzt sind. Die Unterlage der deutlich ausgebildeten Krystalle ist entweder mit dem aufsitzenden Mineral gleichartig oder nicht. Ersteres ist der Fall, wenn z. B. Quarzkrystalle auf derbem Quarz sitzen, letzteres, wenn Flußspatkrystalle auf Sandstein, Kalkspatkrystalle auf Granit aufgewachsen sind, oder bei den Mineralien in den Mandeln (300). Im ersteren Fall ist die herausragende Krystallspitze häufig die direkte Fortsetzung eines individualisierten Stücks der die Unterlage bildenden derben Masse, welche sich mit deutlichen Flächen nach außen hin aus Mangel an Platz nicht ausbilden konnte, sondern nur nach innen in den leeren Drusenraum hinein. Sehr häufig beobachtet man so, daß in großen derben Massen eines Minerals auf Hohlräumen dasselbe Mineral in drusenförmig aufgewachsenen Krystallen ausgebildet ist, welche letztere sich unregelmäßig begrenzt in die derbe Masse hinein fortsetzen, wie z. B. Bleiglanzkrystalle auf Drusen im derben Bleiglanz etc.

Manchmal ist ein Mineral in Form einer dünnen ausgebreiteten, zusammenhängenden oder auch pulverförmigen Decke oder eines sehr dünnen Häutchens auf der Oberfläche eines anderen Minerals abgelagert, z. B. eine dünne Haut von Rotgültigerz, Glaserz etc., oder ein feiner Staub von Pharmakolith. Man nennt dies einen *Anflug*. — Zuweilen bilden sich einzelne Krystalle oder ein feines Mehl auf der Oberfläche eines Minerals durch chemische Umwandlung oder teilweise Auflösung und Wiederabsatz des letzteren, z. B. Kobaltblüte auf Speiskobalt, Steinsalz auf dem Boden von Salzsteppen etc.; man nennt dies eine *Ausblühung* oder *Efflorescenz*.

187. Derbe Aggregate. Krystalle mit regelmäßigen Flächen können nur dann entstehen, wenn die Umstände, welche bei der Bildung herrschten, dazu günstig sind. Ist dies nicht der Fall, bilden sich z. B. gleichzeitig viele Krystalle auf beschränktem Raum, oder ist die Substanz zwar fähig zu krystallisieren, aber nicht, regelmäßige Krystalle zu bilden, wie z. B. der Brauneisenstein, so entstehen unregelmäßig begrenzte, derbe (6) Krystallindividuen und durch Zu-

sammenhäufung von vielen solchen die sog. *derben* oder *krystallinischen Aggregate*.

Die Individuen, welche diese Aggregate bilden, nennt man die *Zusammensetzungsstücke* derselben. Sie haben sehr verschiedene Größe. Je nachdem man sie noch mit bloßem Auge oder erst mit dem Mikroskop erkennen und von den benachbarten unterscheiden kann, nennt man die Aggregate *phanerokrystallinisch* resp. *mikrokrystallinisch* oder *kryptokrystallinisch* oder meist *dicht*. Sie sind aber auch von sehr verschiedener Gestalt und in mehr oder weniger regelmäßiger Weise miteinander verbunden; danach ergeben sich die *Strukturformen* der Aggregate.

Sind die Zusammensetzungsstücke eines Aggregats isometrisch, d. h. nach allen Seiten ziemlich gleichmäßig ausgedehnt, so heißt die Struktur *körnig*, und man unterscheidet nach der abnehmenden Größe des Korns groß-, grob-, mittel-, und feinkörnig (Kalkspat als Marmor, Augit, Magneteisen etc.). Dichte (krypto- oder mikrokrystallinische) körnige Aggregate bildet u. a. der Kalkspat als Kalkstein, der Bleiglanz als Bleischweif etc.

Sind die Zusammensetzungsstücke dünn und tafelförmig, so nennt man das Aggregat *schalig*, und zwar je nach der Form und Größe der Schalen: geradschalig (Apophyllit, Kalkspat), nicht mit Blätterbruch zu verwechseln (194); krummschalig (Eisenglanz, Achat, Arsen); ferner dick- und dünnschalig; parallel- und verworrenschalig etc. Besteht die ganze Masse aus einzelnen kleinen und dünnen Blättchen, so heißt das Aggregat *schuppig* (Glimmer). Auch schalige und schuppige Massen können dicht werden.

Sind die Zusammensetzungsstücke nur nach einer Richtung ausgedehnt, so heißt das Aggregat *stenglig* oder auch wohl *strahlig* wenn sie dick, *fasrig* wenn sie sehr fein sind. Man unterscheidet nach der Größe der Stengel dick- und dünnstenglige, sowie kurz- und langstenglige Aggegrate; nach ihrer Anordnung: parallelstenglig und -strahlig, excentrisch- oder radial-stenglig und -strahlig, oder verworrenstenglig und -strahlig. Dieselben Unterschiede gelten für fasrige Aggregate. Stenglig ist der Pyknit, mancher Kalkspat etc., fasrig mancher Gips, ebenso mancher Kalkspat etc. Manche verworrenfasrige Mineralien sind auch dicht, z. B. der Nephrit.

Zuweilen sind die Zusammensetzungsstücke eines Aggregats gleichzeitig auf mehrere verschiedene Arten miteinander verbunden, so daß zunächst kleinere Teile in einer bestimmten Weise zu größeren Zusammensetzungsstücken (höherer Ordnung) vereinigt sind, die dann, auf eine andere Art verbunden, das Aggregat bilden (mehrfache Zusammensetzung, doppelte Struktur). So ist z. B. der Achat fasrig dicht und zugleich schalig. Mikroskopisch kleine Körnchen bilden

beim Arsen dünne krumme Schichten oder Schalen, welche in vielfacher Wiederholung übereinander liegen. Manche Vorkommnisse des Roteisensteins sind schalig und fasrig; einzelne krumme Schalen liegen übereinander, jede aus radial zu den koncentrischen Schalenoberflächen gestellten Fasern bestehend. Dieselben beiden Strukturformen geben auch die Struktur der *Oolithe* oder *Pisolithe* (z. B. Erbsenstein, Rogenstein). Diese bestehen ganz aus zusammengehäuften Kugeln; die Kugeln sind koncentrischschalig, jede einzelne Schale ist radialfasrig.

Manchmal sind solche Aggregate in bestimmter regelmäßiger Weise nach außen abgegrenzt. Besonders häufig beobachtet man rundliche Knollen, die zuweilen fast regelmäßig kugelförmig werden (Wawellit) oder die auch eine cylindrische, röhrenförmige, pilzförmige, nierenförmige, traubige etc. Gestalt haben. *Nierenförmig* nennt man solche Knollen, wenn sie aus einzelnen Abschnitten großer Kugeln, *traubig*, wenn sie aus vielen kleinen Kugeln verwachsen scheinen (Brauneisenstein, Psilomelan). Die rundliche Oberfläche ist oft vollkommen glatt, zuweilen auch rauh durch hervorstehende Krystallspitzchen, die mehr oder weniger deutlich zur Erscheinung kommen können und welche dann den Übergang zu den Krystallgruppen und -drusen herstellen (185, 186). Solche runde, nierige und traubige Aggregate sind sehr häufig im Innern radialfasrig, doch auch nicht selten körnig, dicht oder von anderer Struktur.

Diese rundlichen Massen sind teils auf einer Unterlage aufgewachsen, teils sind sie eingewachsen in gleicher Weise wie ausgebildete Krystalle. Aufgewachsen sind z. B. die radialfasrigen Kugeln des Wawellits, die ebenfalls radialfasrigen traubigen Massen des Sphärosiderits auf Hohlräumen im Basalt etc. Zu den aufgewachsenen Aggregaten dieser Art gehört der *Glaskopf*. Man versteht darunter radialfasrige Mineralien mit einer runden (nierenförmigen oder traubigen) Oberfläche, parallel mit welcher im Innern schalige Absonderungs- und Verwachsungsflächen verlaufen. Diese doppelte Strukturform findet sich besonders bei einigen Eisenerzen, welche man durch ein Beiwort näher bezeichnet (roter, brauner Glaskopf etc.). Krystallinische Aggregate mit rundlicher Oberfläche bilden auch die krustenförmigen Überzüge, welche häufig z. B. aus Kalkspat durch Sickerwasser auf große Erstreckung hin gebildet werden (*Sinter*, speziell Kalksinter); ebenso die aus tropfendem Wasser abgelagerten zapfenförmigen *Tropfsteine* (Stalaktiten), welche mit solchen Sinterkrusten oft in Verbindung stehen. Viele lösliche Mineralien bilden derartige Krusten und Stalaktiten: Vitriole, Steinsalz etc., besonders aber, wie erwähnt, Kalkspat. Sie sind im Innern teils körnig, teils radialstrahlig und -fasrig von der Achse des Zapfens aus, und

nicht selten auch parallel der Zapfenoberfläche schalig. Endlich seien hier die vielfach verästelten, sog. zackigen Gebilde der runden dünnen Stengel der Eisenblüte, einer Abart des Aragonits, erwähnt.

Eingewachsene rundliche Knollen von ähnlicher Form und Beschaffenheit (Konkretionen, vergl. auch (299)) bildet vielfach der Schwefelkies im Ton (der übrigens auch in ganz gleicher Weise aufgewachsen vorkommt) und manche andere Mineralien. Sie unterscheiden sich nur durch den Mangel regelmäßiger äußerer Begrenzung der einzelnen Individuen von den bei der Betrachtung der eingewachsenen Krystalle (185) erwähnten ähnlich gestalteten Aggregaten.

Die Zusammensetzungsstücke der Aggregate sind zum Teil sehr fest miteinander verwachsen, z. B. die Kalkspathkörner im Marmor, zum Teil sind sie locker und lose und lassen sich durch Drücken in der Hand trennen, z. B. der körnige Augit (Kokkolith), oder sie lassen sich zwischen den Fingern zu Pulver zerreiben (Kreide). Ersteres ist der Fall, wenn die Grenzen der Zusammensetzungsstücke gegeneinander (die Zusammensetzungsflächen) kompliziert sind und ineinander eingreifen, letzteres, wenn die einzelnen Stücke nach fast ebenen Flächen zusammenstoßen oder doch so, daß nicht weit hervorragende Teile des einen Korns in entsprechende Vertiefungen des anderen hineinragen. Daher sind namentlich schalige und fasrige Aggregate in der Richtung der Schalen und Fasern häufig leicht zu trennen. Beim Arsen z. B. lassen sich sogar vielfach einzelne Schalen voneinander abheben. Beim roten Glaskopf sieht man vielfach fast ebene Trennungsflächen in der ungefähren Richtung der radial verlaufenden Fasern durch die Masse hindurchgehen. Diese Flächen sind ganz glänzend und glatt und machen daher auf den ersten Blick den Eindruck von Krystallflächen. Davon ist aber keine Rede, die Flächen liegen unregelmäßig gegeneinander und die zwischen den einzelnen Flächen liegenden keilförmigen Stücke bilden nicht je ein Krystallindividuum, sondern ein radial fasriges Aggregat. Derartige Flächen sind nur Scheinflächen.

188. Formen der amorphen Mineralien. Die amorphen Mineralien zeigen zuweilen, trotzdem ihnen an sich gar keine regelmäßige Gestalt zukommt, ähnliche Formen wie die krystallinischen Aggregate. So findet man solche Körper häufig in Form von runden Knollen eingewachsen (Opal als Menilit) oder aufgewachsen (Opal als Hyalith); schön traubig beim letzteren und beim Psilomelan; auch bilden sie ausgedehnte sinterartige Krusten und Überzüge. Man findet zwar hier dieselben nierenförmigen und traubigen etc. Oberflächen wie bei jenen krystallinischen Aggregaten, aber keine Spur von innerer

fasriger, körniger etc. Struktur, die stets ein Anzeichen von Krystallisation ist. Auch tropfsteinartige Gestalten finden sich. Vor allem sind aber die *Dendriten* zu erwähnen, braune oder schwarze moos- oder baumförmige Anflüge von Eisen- und Manganerzen, welche aus Lösungen abgeschieden wurden, die infolge der Kapillarität auf ganz engen Spalten sich in dieser eigentümlichen Weise ausgebreitet haben. Man findet die Dendriten nur auf den Wänden solcher ganz engen Spalten, kann auch den Prozeß künstlich nachahmen. (Dendritische Bildungen anderer Art, aus Krystallen zusammengesetzt, haben wir oben schon kennen gelernt (172)).

II. Abschnitt.

Mineralphysik.

Die Mineralphysik hat die Aufgabe, die physikalischen Eigenschaften der Mineralien soweit zu erforschen, als es zu deren Charakterisierung, zu ihrer Erkennung und Unterscheidung notwendig ist. Wichtig ist dabei die Beziehung der physikalischen zu anderen Eigenschaften, besonders zur Krystallform und zur chemischen Zusammensetzung. Sofern die Zahl der amorphen Mineralsubstanzen den krystallisierten gegenüber fast verschwindet, handelt es sich hier hauptsächlich um die physikalische Beschaffenheit krystallisierter Körper. Die Mineralphysik ist somit in dem oben bezeichneten Umfang beinahe identisch mit Krystallphysik.

Vergl. hierzu außer den eingangs genannten Werken: *Wüllner*, Lehrbuch der Experimentalphysik, letzte Aufl. *Pouillet-Müller*, Lehrbuch der Physik (neueste Auflage, bearbeitet von Pfaundler). *Beer*, Einleitung in die höhere Optik (2. Aufl., bearbeitet von V. v. Lang). *Lommel*, Das Wesen des Lichts. *Radicke*, Handbuch der höheren Optik. *Billet*, Traité d'optique physique. *Verdet*, Oeuvres complètes. *Herschel*, Vom Licht (übersetzt von Schmidt). *Brewster*, A treatise on optics. *Voigt*, Die fundamentalen physikalischen Eigenschaften der Krystalle, und manche andere Lehr- und Handbücher der Physik und einzelner Zweige derselben, besonders der Optik. Besonders hervorzuheben sind die der Krystallphysik speziell gewidmeten Werke von *Groth*, *Liebisch*, *Linck*, *Mallard*, *Schrauf* und *Soret* (siehe (3) B). (Neu erschienen: *Becker*, Krystalloptik.)

189. Hauptgesetz der Krystallphysik. Die physikalischen Eigenschaften der Mineralien stehen z. T. zu der Struktur derselben in keiner Beziehung, wie z. B. das spezifische Gewicht; z. T. sind sie von der Struktur abhängig. Diese letzteren Eigenschaften hängen in bestimmter gesetzmäßiger Weise mit den Richtungen zusammen, nach welchen sie in den Krystallen beobachtet werden, und stehen daher in der engsten Beziehung mit der Krystallform; so die optischen und thermischen Eigenschaften, die Verhältnisse der Kohäsion etc. Amorphe Mineralien verhalten sich nach allen Richtungen physikalisch gleich, krystallisierte im allgemeinen verschieden. In einfachen Krystallen (Individuen) sind jedoch stets parallele Richtungen physikalisch von derselben Beschaffenheit, weshalb es gleichgültig ist, an welcher Stelle eines Krystalls man dessen physikalische Untersuchung vor-

nimmt. Es gilt hier aber auch ferner durchaus das Gesetz: *Krystallographisch gleiche Richtungen verhalten sich in jeder Beziehung physikalisch gleich*, so daß also die krystallographischen Symmetrieebenen auch in Beziehung auf die physikalischen Eigenschaften solche sind.

Bezüglich der Umkehrung dieses Hauptsatzes der Krystallphysik hat man zwei Gruppen von Eigenschaften zu unterscheiden. Für die eine Gruppe, in die vorzugsweise die Kohäsion und alles was damit zusammenhängt, ferner das Wachstum der Krystalle und ihr Widerstand gegen die Auflösung (chemische Kohäsion) und endlich die Pyroelektrizität gehören, gilt auch die Umkehrung ganz allgemein: *Alle krystallographisch verschiedenen Richtungen sind auch physikalisch verschieden.* Die Symmetrie ist hier in physikalischer Hinsicht genau dieselbe wie für die Krystallform. Für diese Gruppe von Eigenschaften sind alle Krystalle anisotrop und unterscheiden sich dadurch von den amorphen Substanzen, die in diesem Sinne allein isotrop sind (4).

Für die optischen, thermischen und magnetischen Eigenschaften und für die Leitung der Elektrizität sind zwar in den meisten Fällen die krystallographisch verschiedenen Richtungen ebenfalls physikalisch verschieden, aber dies gilt hier nicht mehr allgemein; es gibt auch Fälle, in denen dies nicht mehr zutrifft. So sind namentlich sämtliche Richtungen eines regulären Krystalls in optischer etc. Beziehung einander gleich, während dies in krystallographischer Beziehung keineswegs der Fall ist. Der Würfelkante entspricht z. B. eine krystallographisch andere Richtung, als der Würfelflächendiagonale; Lichtschwingungen nach diesen beiden Richtungen bewegen sich aber mit ganz gleicher Geschwindigkeit, die Wärmeleitung und die Leitung für die Elektrizität sind in beiden Richtungen dieselben etc.

In Bezug auf die zweite Gruppe physikalischer Eigenschaften unterscheidet sich ein regulärer Krystall nicht mehr von einem amorphen Körper; er ist isotrop wie letzterer. Seine physikalische Symmetrie ist für diese Eigenschaften höher, die Zahl der Symmetrieebenen größer, als für die Krystallform. Dasselbe ist auch bei allen Krystallen mit einer Hauptachse der Fall. Bei ihnen verhalten sich alle zur Hauptachse gleich geneigten, namentlich also auch alle auf der Hauptachse senkrechten Richtungen einander physikalisch gleich und von allen Richtungen mit anderen Neigungen zur Hauptachse verschieden. Bei Krystallen des rhombischen, monoklinen und triklinen Systems sind auch für diese zweite Gruppe von Eigenschaften alle krystallographisch verschiedenwertigen Richtungen physikalisch gleichfalls verschieden; die physikalische Symmetrie stimmt mit der krystallographischen vollkommen überein. (Vergl. *Sohnke*, Entwicklung einer Theorie der Krystallstruktur 1879.)

Der innige Zusammenhang der physikalischen Eigenschaften mit der Krystallform ermöglicht es oft, aus der physikalischen Beschaffenheit eines Krystalls allein seine Zugehörigkeit zu dem oder jenem Krystallsystem mit Sicherheit abzuleiten. Man ist darauf sogar ausschließlich angewiesen, wenn die regelmäßige äußere Form fehlt; und wenn sie mangelhaft ausgebildet ist, wird eine Ergänzung und Kontrolle der krystallographischen Untersuchung durch die physikalische stets wünschenswert sein. Die Ermittlung der physikalischen Eigenschaften der Krystalle stellt daher nicht nur an sich, sondern auch aus dem genannten Grunde eine der wichtigsten Aufgaben des Mineralogen dar. Von besonderer Bedeutung sind hierbei für die Praxis (neben dem spezifischen Gewicht) das optische Verhalten, sowie die mechanische und chemische Kohäsion (Spaltbarkeit und Ätzfiguren) Wir werden im folgenden die einzelnen physikalischen Eigenschaften in ihren Beziehungen zu den Mineralien, soweit es für die Mineralogie nötig ist, mehr oder weniger eingehend betrachten.

Spezifisches Gewicht.

190. Spezifisches Gewicht. Das *spezifische Gewicht* eines Minerals ist die Zahl, welche angibt, wievielmal schwerer ein gewisses Volumen desselben ist, als dasselbe Volumen Wasser. Sie ist konstant für alle Stücke einer und derselben Spezies, aber die Mineralien unterscheiden sich voneinander in Bezug hierauf bedeutend. Die spezifischen Gewichte sind daher zur Charakterisierung der einzelnen Mineralspezies von großer Wichtigkeit. Das höchste spezifische Gewicht (G.) ist bei dem natürlich vorkommenden Iridium beobachtet worden: G. = 22,8, woran sich die Gewichte der anderen schweren Metalle und die von deren Verbindungen anschließen. Eines der schwersten Mineralien, welche kein schweres Metall enthalten, ist der Zirkon, G. = 4,6—4,7. Diejenigen Mineralien, welche am massenhaftesten vorkommen, welche also in der Zusammensetzung der festen Erdkruste die bedeutendste Rolle spielen, haben ein viel geringeres spez. Gewicht: Quarz und Feldspat 2,65; Kalkspat 2,7; Hornblende 3,0 und Augit 3,3. Diese niederen Zahlen sind mit Rücksicht auf das hohe spezifische Gewicht der ganzen Erde, welches etwa 5,5 beträgt, sehr auffallend, um so mehr, als sogar die schwersten in größeren Mengen in der Erdkruste vorhandenen Mineralien, Eisenglanz, Magneteisen etc., nur spezifische Gewichte von $5—5^1/_2$ haben. Noch geringer als die genannten Gewichte ist das des Gypses (2,3) und der meisten wasserhaltigen Silikate, des Schwefels, des Graphits etc. An der untersten Stufe stehen die Mineralien organischen Ursprungs, die Harze, Naphta, Asphalt etc., deren spezifische Gewichte zwischen 1,4 und 0,5 schwanken. Die ge-

ringste Zahl, welche überhaupt angegeben wird, ist die für den Pyropissit von Halle, dessen G. = 0,49—0,52. Es ist aber nur wegen zahlreicher innerer Poren so niedrig.

Das spezifische Gewicht eines Minerals wird an größeren Stücken in bekannter Weise mittels der hydrostatischen Wage bestimmt. Genauer ist in vielen Fällen die Bestimmung an gröblichem Pulver mittels des *Pyknometers*. Dies ist ein kleines dünnwandiges Glasfläschchen mit einem weit herausragenden sorgfältig eingeriebenen Glasstöpsel, der in seiner Achse von einem feinen langen Kanal durchzogen ist.

Bei der Gewichtsbestimmung wird zuerst das absolute Gewicht p der Substanz ermittelt. Dann wird das Pyknometer mit destilliertem Wasser gefüllt, so daß dasselbe in dem Kanal des Stöpsels bis an den oberen Rand geht und das Ganze gewogen. Das Gewicht sei $= a$. Endlich wird die Substanz vom Gewicht p in das Fläschchen geworfen, wodurch ein Teil des Wassers verdrängt wird, und dafür gesorgt, daß nach dem Aufsetzen des Stöpsels das Wasserniveau wieder genau das obere Ende desselben erreicht; dann sei das Gewicht des Ganzen $= b$. Nun ist $p + a - b$ das Gewicht des durch die Substanz verdrängten Wassers, und man hat: $G. = \frac{p}{p + a - b}$. Die an der Substanz adhärierende Luft ist durch Auskochen oder unter der Luftpumpe zu entfernen und die Temperatur etc. in bekannter Weise zu berücksichtigen.

In neuerer Zeit wird das spezifische Gewicht von Mineralien auch durch Eintauchen in Flüssigkeiten ermittelt, deren spezifisches Gewicht man durch Verdünnen oder Koncentrieren genau dem des Minerals gleich macht, das dann darin eben noch schwimmt. Das Abwägen eines bestimmten Volumens der Flüssigkeit gibt das spezifische Gewicht. Bequemer erhält man es mittels der *Westphalschen Wage*, die am einen Ende des Balkens einen gläsernen Senkkörper trägt, der in die Flüssigkeit eintaucht; durch Auflegen von Gewichten auf derselben Seite, die dann das spezifische Gewicht ergeben, wird die Wage wieder zum Einspielen gebracht. Zu derartigen Untersuchungen sind Flüssigkeiten von besonders hohem spezifischen Gewicht am geeignetsten, so eine Lösung von Kaliumquecksilberjodid (Thouletsche Lösung) oder von borwolframsaurem Cadmium (Kleinsche Lösung), Methylenjodid etc. Diese Flüssigkeiten eignen sich namentlich auch zur Trennung von lockeren Mineralgemengen nach dem spezifischen Gewicht in ihre einzelnen Bestandteile.

Verschiedene Stücke eines und desselben Minerals geben nicht selten etwas verschiedene Zahlen für G. Dies hängt außer mit kleinen Messungsfehlern hauptsächlich mit den Verunreinigungen zusammen, welche die Mineralien als mechanische Verunreinigungen und als isomorphe Beimischungen (180. 289) enthalten.

(*Kohlrausch*, Praktische Regeln zur Bestimmung des spezifischen Gewichts 1856. *Websky*, Mineral. Studien, I.: Die Mineralspezies nach den für das spezifische Gewicht gefundenen Werten 1868. *Gisevius*, Methode der Bestimmung des spezifischen Gewichts. Diss. Bonn 1883. *Goldschmidt*, Verwendbarkeit einer Kaliumquecksilberjodidlösung bei mineral. Untersuchungen. Diss. Heidelberg 1881. *R. Brauns*, Über die Verwendbarkeit des Methylenjodids etc. N. Jahrb. f. Min. 1886, II, 72; 1888, I, 263.)

Kohäsion.

191. Kohäsion. Die *Kohäsion* ist diejenige Eigenschaft der Mineralien, vermöge deren sie einer Trennung oder Verschiebung

ihrer Teilchen Widerstand entgegensetzen. Die Kräfte, welche den Zusammenhalt der kleinsten Teile der Körper bedingen, werden allgemein die *Kohäsionskräfte* genannt. Auf ihnen beruhen u. a. die Aggregatzustände, von welchen hier aber nur der feste von Bedeutung ist. Je nach der speziellen Beschaffenheit der Kohäsion verhalten sich die Mineralien verschieden gegen äußere Einwirkungen, welche auf eine Trennung oder Verschiebung der kleinsten Teilchen oder auf eine Gestaltungsänderung des vorliegenden Stücks gerichtet sind. Wir haben danach die Elastizität, die Spaltbarkeit, die Zersprengbarkeit, die Gleitflächen, die Härte und die Tenazität, endlich auch die chemische Kohäsion, den Widerstand gegen Auflösung, d. h. die Ätzfiguren als spezielle Äußerungsformen der Kohäsion kennen zu lernen.

192. Elastizität. Unter *Elastizität* versteht man die Eigenschaft der Mineralien, einer Gestalts- und Volumenänderung einen Widerstand entgegenzusetzen. Je größer dieser Widerstand ist, je größer also die äußeren Krafteinwirkungen sein müssen, um eine solche Änderung herbeizuführen, desto größer ist die Elastizität des betreffenden Körpers; je leichter die Änderung vor sich geht, desto geringer ist sie. Demnach ist also Stahl im physikalischen Sinne elastischer als Kautschuk. Sind die Änderungen nicht zu groß, so nimmt der Körper nach dem Aufhören der äußeren Kraftwirkungen seine ursprüngliche Form und Größe wieder an. Gehen sie über einen bestimmten Betrag hinaus, so ist dies nicht mehr der Fall; die kleinsten Teile nehmen dann eine neue stabile Gleichgewichtslage ein, man sagt, die Elastizitätsgrenze ist überschritten.

Die Elastizität innerhalb der Elastizitätsgrenze wird gemessen durch den *Elastizitätskoeffizienten* (Dehnungskoeffizienten). Derselbe gibt das Verhältnis der Verlängerung oder Verkürzung eines Stabes zu der Kraft an, welche die Verlängerung oder Verkürzung hervorgebracht hat. Er sagt aus, wie groß das Gewicht sein muß, ausgedrückt in Grammen, das quadratische Stäbe von 1 □mm Querschnitt auf das Doppelte ihrer Länge auszudehnen oder auf die Hälfte ihrer Länge zusammenzudrücken im stande wäre, vorausgesetzt, daß dabei die Elastizitätsgrenze nicht überschritten würde. Je größer der Elastizitätskoeffizient, um so größer die Elastizität. Bestimmt wird derselbe durch Beobachtung der Ausdehnung, der Kompression oder der Biegung von Stäbchen des betreffenden Minerals von bekannten Dimensionen unter dem Einfluß bekannter Gewichte.

Dabei stellt sich heraus, daß man bei einem *amorphen* Körper stets denselben Elastizitätskoeffizienten findet, wie auch die Richtung sein mag, in welcher das Stäbchen aus dem Stück herausgeschnitten ist. Anders bei *Krystallen*, bei denen nur dann gleiche Elastizitätskoeffi-

zienten erhalten werden, wenn alle entsprechenden Dimensionen der Stäbchen parallel oder sonst krystallographisch gleich gerichtet sind. In allen anderen Fällen erhält man verschiedene Elastizitätskoeffizienten. Die Elastizität ist also nach sämtlichen krystallographisch gleichwertigen Richtungen eines Krystalls dieselbe, nach anderen Richtungen hat sie einen anderen Wert, ganz wie es dem Hauptgesetz der Krystallphysik und seiner Umkehrung entspricht (189).

Sehr genau ist in dieser Beziehung u. A. das reguläre *Steinsalz* untersucht. Stäbchen parallel den Würfelkanten (senkrecht zu den Würfelflächen) ergaben gleiche Zahlen, der Koeffizient ist = 4170000 gr; Stäbchen senkrecht zu den Granatoederflächen geben: 3403000 gr, und solche senkrecht zu den Oktaederflächen: 3185000 gr. Ähnliche Beziehungen gab auch der rhomboedrisch krystallisierte *Kalkspat*. In der Richtung der drei Endkanten des Hauptrhomboeders ist der Elastizitätskoeffizient derselbe, aber größer als der in der Richtung der kleinen Diagonale der Hauptrhomboederflächen, bei denen wieder untereinander Gleichheit herrscht. (*Voigt*, Untersuchungen über die Elastizitätsverhältnisse des Steinsalzes, Diss. Königsberg 1874 und Pogg. Ann. Erg. Bd. 7 pag. 177. *Baumgarten* (Kalkspat), Pogg. Ann. Bd. 152 pag. 369. *Coromilas*. Diss. Tübingen 1877 etc.)

193. Bruch. Die Formen der Bruchflächen, welche die Mineralien beim Zerschlagen oder Zerreißen erhalten, sind für dieselben vielfach charakteristisch. Sie sind entweder regelmäßig ebenflächig (*Blätterbrüche*) (194), oder unregelmäßig. Diese unregelmäßigen Formen der Bruchflächen nennt man kurz den *Bruch* der Mineralien. Man unterscheidet in dieser Beziehung:

1. *Muschligen Bruch*. Die eine Bruchfläche ist rundlich erhaben, die andere entsprechend ebenso vertieft, ähnlich wie das Innere einer Muschelschale, und auf der Bruchfläche gehen von der Ansatzstelle des Hammers koncentrische Runzeln aus wie die Anwachsstreifen auf einer solchen. Die Vertiefungen sind groß oder klein, flach oder tief; man unterscheidet danach: groß- und klein-, flach- und tiefmuschligen Bruch. Sehr vollkommen großmuschlig ist z. B. der Bruch des Feuersteins. 2. *Unebener Bruch* verläuft in den kleinmuschligen (Kalkstein, Schwefelkies). 3. *Ebener Bruch* (Jaspis). 4. *Splittriger Bruch*. Auf den Bruchflächen sind halblosgerissene Splitter hängen geblieben, welche sich als hellere Stellen auf dem dunkleren Hintergrunde abheben (Hornstein). Es ist der Gegensatz zum *glatten* Bruch, bei dem dies nicht der Fall ist. 5. *Hackiger Bruch*, bei geschmeidigen Metallen. 6. *Erdiger Bruch* bei erdigen Mineralien (Kreide, Tripel etc.) Der Bruch hängt vielfach in bestimmter Weise mit der Struktur des betreffenden Minerals zusammen.

194. Blätterbruch. Zerschlägt man einen Kalkspat-Krystall, so zerbricht derselbe stets nach vollkommen ebenen Bruchflächen, welche man *Blätterbrüche* oder *Blätterdurchgänge* oder auch wohl *Spaltungs-*

flächen nennt, da man sie vielfach durch Spalten mit einem Meißel darstellt. In gleicher Weise zerbrechen Krystalle von Steinsalz, Bleiglanz, Flußspat etc. nach ebenen Flächen, während Quarz, Granat und andere Mineralien etwas ähnliches nicht deutlich beobachten lassen.

Die Leichtigkeit der Herstellung der Blätterdurchgänge ist bei verschiedenen Mineralien und bei einem und demselben Mineral in verschiedenen Richtungen eine sehr verschiedene. Manchmal entstehen sie schon beim unregelmäßigen Schlag (Kalkspat) oder durch Zerreißen (Glimmer); manchmal nur wenn man einen scharfen Meißel in der geeigneten Richtung in das Mineral eintreibt; manchmal erhält man sie überhaupt nur mehr zufällig, aber kaum, wenn man sie mit Absicht darzustellen sucht. Je leichter die Darstellung ist, desto regelmäßiger, ebener und glatter, kurz desto vollkommener sind die erhaltenen Flächen. Je schwieriger jene vor sich geht, desto unvollkommener, unterbrochener und rauher sind dieselben, so daß nur einzelne vollkommen ebene Flächenteilchen, die aber alle in einer Richtung liegen, mit umfangreicheren unebenen Stellen des Bruchs abwechseln. Ein derartiger Blätterbruch ist dann auf den ersten Blick sehr ähnlich dem gewöhnlichen unregelmäßigen, unebenen Bruch, aber dieser letztere ist durchaus uneben und enthält gar keine ebenen Flächenelemente mehr. Die Existenz von solchen erkennt man an auf ihnen reflektierten vollkommen regelmäßigen Spiegelbildern, welche auf unebenem Bruch nicht entstehen können. Man unterscheidet verschiedene Grade der Vollkommenheit der Spaltbarkeit: dieselbe ist vollkommen z. B. beim Kalkspat, Glimmer, Gips etc., ziemlich vollkommen z. B. beim Flußspat, Rutil (in der Richtung der Prismenflächen) etc.; deutlich z. B. beim Augit, Kryolith etc.; ziemlich deutlich z. B. beim Nephelin, Skapolith etc. und undeutlich z. B. beim Granat, Fahlerz etc. Spuren von Blätterbrüchen fehlen wohl bei keinem Krystall.

Diese ebenen Trennungsflächen, die Blätterbrüche, gehen stets (wirklichen oder möglichen) Flächen der betreffenden Krystalle parallel, und zwar bei allen Krystallen einer jeden hier in Betracht kommenden Mineralspezies stets den Flächen derselben einfachen Krystallform. Parallel mit den sämtlichen krystallographisch gleichwertigen Flächen einer solchen einfachen Form geht die Spaltbarkeit auch stets mit derselben Leichtigkeit und Vollkommenheit vor sich. So sind die Blätterbrüche des Kalkspats den Flächen eines Rhomboeders mit dem Endkantenwinkel von 105° 5', die des Steinsalzes und Bleiglanzes den Flächen des Würfels, die des Flußspats denen des Oktaeders parallel. Es gilt demnach das Gesetz: Geht einer Fläche ein Blätterbruch parallel, so geht auch allen anderen ihr

gleichen Flächen ein solcher parallel, und zwar ein gleich leicht darstellbarer. Zuweilen gehen auch krystallographisch verschiedenen Flächen eines Krystalls Blätterbrüche parallel, wie z. B. beim Schwerspat. Dann sind zwar alle diejenigen, welche gleichen Flächen entsprechen, auch gleich leicht darstellbar, aber solche, welche zu verschiedenen Flächen gehören, lassen sich verschieden leicht herstellen. Allgemein kann man also sagen: Gleichwertige Flächen eines Krystalls verhalten sich bezüglich der Spaltbarkeit einander gleich, verschiedenwertige verschieden.

Die einfachen Krystallformen, parallel mit deren Flächen Blätterbrüche von mehr oder weniger großer Vollkommenheit beobachtet worden sind, sind die folgenden:

Reguläres System. Würfel (Steinsalz); Oktaeder (Flußspat); Granatoeder (Blende).

Hexagonales System. Dihexaeder (Pyromorphit); hexagonales Prisma (Zinnober); Rhomboeder (Kalkspat); Basis (Beryll).

Quadratisches System. Oktaeder (Scheelit); quadr. Prisma (Rutil); Basis (Apophyllit).

Rhombisches System. Oktaeder (Schwefel); Prisma (Schwerspat); Pinakoid (Schwerspat, Topas).

Monoklines System. Prisma (Hornblende); Längsfläche (Gips); parallel mit der Achse *b* (Glimmer, Orthoklas).

Triklines System. (Plagioklas.)

An den Blätterbrüchen der verschiedenen Mineralien kann man sich ebensogut krystallographisch orientieren, wie an den ursprünglichen Begrenzungsflächen. Man kann mit ihrer Hilfe auch vielfach Individuen von Zwillingen unterscheiden. In ersteren gehen die Spaltungsflächen durch die ganze Masse ununterbrochen hindurch; in letzteren (aber auch in Aggregaten) gehen sie bis zur Grenze der Individuen, um jenseits derselben in anderer Richtung weiter zu laufen. Außerdem ist die Spaltbarkeit eine charakteristische Eigenschaft, die in allen Exemplaren einer Spezies in derselben Weise wiederkehrt. Sie kann daher zur Bestimmung und Unterscheidung der Mineralien dienen und ist hierzu ihrer im allgemeinen leichten Erkennbarkeit wegen sogar ganz besonders wichtig. Man sieht hieraus, daß die Spaltbarkeit eine Eigenschaft von ganz hervorragender Bedeutung bei dem Studium der Mineralien ist.

Gehen durch ein Mineral Blätterbrüche (Bl. Br.) nach mehr als zwei nicht in einer Zone liegenden Flächen, so kann man aus ihm ringsum ebenflächig begrenzte sog. *Spaltungsstücke* herausspalten, welche die Gestalt derjenigen einfachen Krystallform haben, mit deren Flächen die Bl. Br. parallel gehen. So gibt es z. B. beim Kalkspat rhomboedrische, beim Flußspat oktaedrische, beim Steinsalz hexaedrische Spaltungsstücke. Man muß sich hüten, solche mit echten Krystallen zu verwechseln (6).

Ihrem physikalischen Charakter nach sind die Blätterbrüche Flächen, senkrecht zu welchen die absolute Festigkeit des betreffenden Minerals ein Minimum, d. h. kleiner ist, als nach allen unmittelbar benachbarten Richtungen. Die Krystalle lassen sich somit

senkrecht zu diesen Flächen mit einem Minimum von Kraft auseinander reißen. Aus dem Verhalten der Krystalle bezüglich der Spaltbarkeit ergibt sich das Gesetz, daß die Festigkeit nach gleichwertigen Richtungen dieselbe, nach verschiedenwertigen Richtungen eine verschiedene ist, wie man durch direkte Versuche u. a. am Steinsalz auch zahlenmäßig festgestellt hat. Da die Blätterbrüche auf Kohäsions-(Festigkeits-)unterschieden beruhen, so können amorphe Substanzen keine solchen Erscheinungen zeigen, denn bei ihnen ist die Kohäsion (Festigkeit) nach allen Richtungen dieselbe (4). Blätterbrüche sind daher stets ein Beweis für Krystallisation. Je rascher die Festigkeit von der Richtung eines Minimums nach den benachbarten Richtungen hin zunimmt, desto vollkommener ist im allgemeinen die Spaltbarkeit. In einem vollkommen intakten Krystall ist von der Spaltbarkeit äußerlich nichts zu bemerken. Hat er aber durch eine mechanische Einwirkung schon eine Veränderung erlitten, dann ist sie vielfach an geradlinigen Rissen (Spaltungsrissen) zu erkennen und man sieht auf diesen das lebhafte Farbenspiel des Irisierens (264) und eine eigentümliche Art des Glanzes, den Perlmutterglanz (258), was beides für vollkommene Spaltung charakteristisch ist.

Die Blätterbrüche sind demnach keine präexistierenden Flächen leichtester Trennbarkeit von bestimmter Lage; es sind Richtungen von dem angegebenen physikalischen Charakter. Die leichte Teilung ist nicht auf gewisse Stellen im Krystall beschränkt, sondern unter Anwendung der geeigneten Hilfsmittel an jedem Punkt in der betreffenden Richtung ausführbar. Dadurch unterscheiden sich spaltbare (blättrige) Mineralien von sog. geradschaligen Aggregaten (187), welche aus einzelnen, oft sehr dünnen parallelflächig begrenzten Lamellen verwachsen sind. Hier findet eine leichte Trennung nur nach den Flächen statt, in denen sich zwei solche Platten berühren, nicht aber auch durch deren Mitte hindurch. Die Möglichkeit der ebenflächigen Teilung ist demnach hier eine endliche, durch die Zahl der übereinander liegenden Lamellen bedingte. Bei spaltbaren Mineralien dagegen ist sie unbegrenzt; jedes Spaltungsplättchen läßt sich wieder weiter spalten, bis die Unzulänglichkeit der mechanischen Hilfsmittel eine Grenze setzt. Scheinbare Spaltbarkeit entsteht auch dadurch, daß einem Krystall in einer Richtung zahlreiche äußerst dünne Plättchen einer fremden Substanz eingewachsen sind. Nach dieser Richtung findet dann leicht eine ebenflächige Trennung statt, ohne daß sie einer Fläche geringster Kohäsion entsprechen würde, z. B. beim rhombischen Hypersthen nach der Querfläche. Man pflegt dann von *ebener* oder *schaliger Absonderung* zu sprechen.

(Für Spaltbarkeit siehe u. a.: *Sohnke*, Ztschr. f. Kryst. Bd. 13. 1887. pag. 214; *Viola*, N. Jahrb. f. Min. etc. 1902. I. pag. 9; *Sadebeck*, Über die Teilbarkeit der Krystalle. Berlin 1876.)

195. Gleitflächen. Wie es in den Krystallen Flächen der geringsten absoluten Festigkeit gibt, parallel mit welchen durch Spaltung die Blätterbrüche dargestellt werden können, so existieren auch Minima der Festigkeit anderer Art nach anderen Flächen, in deren Richtung ebene Trennungsflächen durch andere mechanische Prozesse als durch Spaltung hergestellt werden können, während durch Spaltung dies nicht möglich ist.

Preßt man einen Steinsalzwürfel *w* (Fig. 295) senkrecht zu zwei gegenüberliegenden Würfelkanten *v* (welche man zweckmäßig durch Abfeilen gerade abstumpft), so erfolgt eine Trennung des Würfels in zwei Stücke nach ganz ebenen und glatten Flächen, welche der durch die beiden Kanten *v* gehenden Granatoederfläche *g* parallel sind. Diese Trennungsflächen sind dadurch entstanden, daß infolge nie ganz zu vermeidender Unregelmäßigkeiten des Drucks die beiden Hälften in der Richtung der Pfeile gegeneinander verschoben worden sind, und man hat daher in dieser Granatoederfläche eine Fläche leichtester Verschiebbarkeit oder leichtesten Gleitens, eine sog. *Gleitfläche* (Gleitbruch) zu sehen. Jeder Granatoederfläche des Steinsalzes geht eine Gleitfläche parallel, alle lassen sich mit gleicher Leichtigkeit darstellen, und zwar so leicht, daß man zuweilen an Steinsalzstücken solche granatoedrischen Gleitflächen von natürlicher Entstehung infolge des Gebirgsdrucks sieht, die ganz ebenso glatt und glänzend sind, wie Blätterbrüche. Durch keinen anderen mechanischen Prozess als durch das Verschieben lassen sich diese Flächen herstellen, also namentlich nicht durch Spalten, während man umgekehrt eine ebene Trennungsfläche parallel den Würfelflächen des Steinsalzes nie durch Abschieben erhalten kann. Man sieht hieraus, daß hier zwei ganz verschiedene Erscheinungen vorliegen. Gleitflächen sowohl wie Blätterbrüche sind wohl Flächen, nach denen eine Trennung der kleinsten Teilchen der Krystalle mit der größten Leichtigkeit, mit der geringsten Kraft bewerkstelligt werden kann. Der Unterschied liegt darin, das beim Spalten die trennenden Kräfte senkrecht, beim Abschieben parallel zu den dabei entstehenden Trennungsflächen gehen. Auf der Existenz von Gleitflächen beruht bei manchen Mineralien, z. B. dem Gips, Glimmer, Antimonglanz etc., die Erscheinung, daß ihre Krystalle z. T. eine deutliche Biegung, ja eine sehr starke Krümmung zeigen. Für die Gleitflächen und die ihnen entsprechende Gleitfestigkeit gilt genau dieselbe Gesetzmäßigkeit wie für die Blätterbrüche. Auch sie sind auf Krystalle beschränkt und ein Beweis für Krystallisation.

Fig. 295.

Ähnliche aber etwas kompliziertere Erscheinungen als das Stein-

salz, dem der Bleiglanz in dieser Beziehung vollkommen gleicht, zeigt der Kalkspat. Feilt man an zwei gegenüberliegenden Seitenecken E eines rhomboedrischen Spaltungsstücks R Flächen an parallel zu zwei Flächen des ersten hexagonalen Prismas und preßt in der Richtung der Pfeile (Fig. 296), so entsteht zunächst eine eingeschaltete Zwillingslamelle zwischen r und r_1, welche in der Richtung einer Fläche des nächsten stumpferen Rhomboeders $-\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$ verläuft. Wird der Druck vermehrt, so findet eine Trennung des Rhomboeders in zwei Stücke längs einer solchen Fläche $-\frac{1}{2}R$ statt, welche also ebenfalls eine Gleitfläche ist. Hier geht aber nun der Trennung in der Nähe der nachmaligen Trennungsfläche eine Umlagerung der Moleküle in eine Zwillingsstellung voraus, für welche ebendieselbe Fläche Zwillingsfläche ist (Druckzwillinge). Diese Umlagerung scheint vor der durch die Schiebung bewirkten völligen Trennung immer dann vor sich zu gehen, wenn die betreffende Gleitfläche überhaupt Zwillingsfläche sein kann, wenn sie also keine Symmetrieebene ist (155), so z. B. außer beim Kalkspat auch beim Glimmer, Cyanit etc. Beim Steinsalz etc. dagegen kann die Gleitfläche parallel der Granatoederfläche, da sie einer Symmetrieebene entspricht, nicht Zwillingsfläche sein; hier findet also eine solche vorläufige Umlagerung nicht statt, sondern sofort die Trennung.

Fig. 296.

Nach dieser Methode lassen sich in einem Kalkspatkrystall durch Pressen leicht Zwillingslamellen herstellen. Aber auch durch natürliche Vorgänge sind solche vielfach entstanden. Kalkspatkrystalle, die dem Gebirgsdruck ausgesetzt gewesen sind, enthalten Lamellen nach den Flächen des nächsten stumpferen Rhomboeders stets in größerer Anzahl, so daß ihre Flächen (Blätterbrüche) mit feinen geradlinigen Streifen parallel der großen Diagonale der Spaltungsflächen bedeckt sind, die durchaus auf eine natürliche Pressung zurückgeführt werden müssen.

Noch deutlicher als durch diese Zwillingslamellen zeigt sich die Umlagerung durch das Verfahren von *Baumhauer*, bei dem ein ganzes Stück eines großen Kalkspatkrystalls durch Druck zu letzterem in Zwillingsstellung nach demselben Gesetz gebracht werden kann. Setzt man (Fig. 297) auf einer stumpfen Kante Ee eines Spaltungsrhomboeders von Kalkspat in M nahe bei der stumpfen Ecke E ein Messer senkrecht zu der Kante auf, und drückt dasselbe in den Krystall hinein, so wird die bei E liegende stumpfe Ecke infolge der leichten Verschiebbarkeit der Teilchen in der Richtung der Fläche r nach rechts gedrängt. E kommt nach E^1 und das rechts liegende verschobene Stück befindet sich gegen das Ganze in Zwillingsstellung, wobei wieder die Fläche r des nächsten stumpferen Rhomboeders, welche die Kante Ec abstumpfen würde, Zwillingsfläche ist. Die stumpfe Ecke E verwandelt sich dabei in die scharfe E^1.

Fig. 297.

(*Reusch*, Pogg. Ann. 132 pag. 441. 1867. Sitzungsber. Berl. Ak. 1872. *Bauer*, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1878 p. 283. *Baumhauer*, Zeitschr. Kryst. Bd. III. 588, 1879. *Bauer*, N. Jahrb. Min. etc. 1882, I. Bd. 138. *Mügge*, ibid. 1883, I. Bd. 32, II. Bd. 13; 1884, I. Bd. 50 und 216 und an anderen Orten der Jahrg. 1883 u. 1884. *Mügge*, N. Jahrb. f. Min. etc. 1898, I, pag. 71. *Coromilas*, Diss., Tübingen 1877.)

196. Körnerprobe. Eine eigentümliche Methode, Gleitflächen und Blätterbrüche darzustellen, besteht darin, eine stumpfe Stahlspitze, z. B. eine Schneidernähnadel oder einen Körner, wie ihn die Metallarbeiter verwenden, durch einen leichten Schlag in das Mineral einzutreiben. Für härtere Mineralien hat man auch eine Diamantspitze angewendet. Dabei entstehen in bestimmten Richtungen kurze, mit jenen Trennungsflächen parallele Sprünge, welche auf der Fläche, auf welcher die Spitze aufgesetzt war, ein für das Mineral charakteristisches Liniensystem hervorbringen. Diese Linien heißen *Schlaglinien*, zusammen bilden sie die *Schlagfigur*. Setzt man den Körner auf eine Steinsalzspaltungsfläche auf, so entstehen sechs von dem Angriffspunkt ausgehende und den Granatoederflächen parallel verlaufende Spalten, also den Gleitflächen entsprechend, und ebenso kann man die Gleitflächen auch beim Gips, Kalkspat etc. auf diesem Wege mittels der sog. *Körnerprobe* sichtbar machen. Legt man eine dünne Glimmerplatte (siehe Glimmer) auf eine elastische Unterlage, so bekommt man durch die Körnerprobe einen sechsstrahligen Stern, der aber einem System von Blätterbrüchen, nicht von Gleitflächen entspricht. Drückt man dagegen langsam auf ein solches Glimmerblättchen mit einem vorn gerundeten Stift, so entsteht ein anderer sechsstrahliger Stern, der gegen den ersteren um 30° verdreht ist und dessen Strahlen Gleitflächen des Glimmers entsprechen (*Drucklinien*, *Druckfigur*). Die Körnerprobe ist für die krystallographische Orientierung in unregelmäßig begrenzten Mineralien z. B. gerade beim Glimmer nicht ohne Wichtigkeit. Ob dabei in den verschiedenen Mineralien jeweilig Spaltungs- oder Gleitflächen hervorgebracht werden, hängt von den speziellen Kohäsionsverhältnissen des betreffenden Minerals ab, ist aber für diesen praktischen Zweck gleichgültig.

(*Reusch*, Pogg. Ann. 132 pag. 441; 136 pag. 130 u. 632. 1868. *Bauer*, Pogg. Ann. 138. 1869 pag. 337. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1874 pag. 138. *Mügge*, N. Jahrb. f. Min. etc. 1884, I, pag. 63. Vergl. auch die Lit. in (195).)

197. Härte. Die *Härte* ist die Eigenschaft der Mineralien, dem Eindringen einer Spitze eines fremden Körpers einen Widerstand entgegenzusetzen. Ist die Spitze härter, so dringt sie bei einem gewissen Druck in das Mineral ein; dasselbe wird geritzt, und zwar um so leichter, je größer der Unterschied der Härte ist. Ist das Mineral härter als die Spitze, so gleitet letztere ohne einzudringen darüber weg. Es ist nicht möglich, die in dieser Weise aufgefaßte Härte so einfach zu definieren, wie die Elastizität, die Spaltbarkeit und die Gleitung, da sie auf komplizierte Art von allen Äußerungen der Kohäsion abhängt. Aber wie alle mit der letzteren zusammenhängenden Eigenschaften ändert auch sie sich in krystallisierten Substanzen gesetzmäßig (189) mit der Richtung. Gleichzeitig ist sie eine wichtige charakteristische Eigenschaft der Mineralien und wird daher auch praktisch zum Erkennen und Unterscheiden der einzelnen Spezies vielfach verwendet.

Zu diesem letzteren Zweck vergleicht man die Härte des betreffenden Minerals mit der Härte von zehn bestimmten verschieden harten und vom ersten bis zum zehnten allmählich an Härte zunehmenden Mineralien, die von *Mohs* nach den praktischen Bedürfnissen der Mineralogie zweckmäßig ausgewählt worden sind und welche die Mohssche *Härteskala* bilden. Die Glieder derselben repräsentieren

die *Härtegrade*. Diese zehn für die einzelnen Härtegrade typischen Glieder der Härteskala sind vom weichsten zum härtesten:

1. Talk; 2. Gips; 3. Kalkspat; 4. Flußspat; 5. Apatit; 6. Feldspat; 7. Quarz; 8. Topas; 9. Korund; 10. Diamant.

Der Talk ist das weichste, der Diamant das härteste der bekannten Mineralien; innerhalb dieser Skala müssen also die übrigen alle liegen.

Man bestimmt die Härte der Mineralien in Graden der stets vorrätig zu haltenden Skala, indem man mit einer spitzigen Stelle der Mineralien derselben von Nr. 1 anfangend und der Reihe nach zu den härteren fortschreitend über eine möglichst glatte und ausgedehnte Fläche des zu untersuchenden Minerals hinfährt, bis bei irgend einem, z. B. dem 4. Gliede der Skala, ein Ritzen erfolgt. Dann ist das zu untersuchende Mineral weicher als dieses letztere. Ist es genau so hart wie das vorhergehende, also das 3. Glied der Skala war, durch welches noch kein Ritzen hervorgebracht wurde, so findet auch kein Ritzen statt, wenn man umgekehrt über dieses letztere mit dem zu untersuchenden Mineral hinstreicht. Erhält man jedoch hierbei eine Einwirkung, so ist das Mineral des dritten Härtegrades weicher als das zu untersuchende, und die Härte des letzteren liegt zwischen der des 3. und 4. Gliedes der Skala. Man sagt im ersten Fall, das Mineral hat den dritten Härtegrad (H. = 3); im anderen Fall ist H. = 3—4 oder = $3^1/_2$. Weitere Unterabteilungen lassen sich zwar schwer, aber immerhin zuweilen noch mit einiger Sicherheit feststellen: H. = $3^1/_4$ oder $3^3/_4$. Hierdurch soll aber nur ausgedrückt werden, daß die Härte des zu untersuchenden Minerals näher beim dritten resp. beim vierten Härtegrad liegt.

Annähernden Aufschluß über die Härte der Mineralien geben folgende Bemerkungen. Mineralien des 1. Härtegrades fühlen sich fettig an (Graphit, Talk); die des zweiten lassen sich noch mit dem Fingernagel ritzen, nicht mehr aber die des dritten; bis *H.* = 4 leicht mit einem Messer ritzbar, 5 schon nicht mehr gut, aber mit einer harten Feile. Für gewöhnliches Fensterglas ist ziemlich genau *H.* = 5; Mineralien, welche Fensterglas ritzen, haben also mindestens etwas mehr als *H.* = 5. Von *H.* = 7 an geben die Mineralien am Stahl reichliche Funken, z. B. Quarz. Härter als Quarz sind nur einige wenige Mineralien, meist Edelsteine (Edelsteinhärte), denen allen weit voran der Diamant.

Die Mohssche Methode der Härtebestimmung ist zwar praktisch von hohem Wert, aber doch zu wenig genau, als daß die Gesetze der Verteilung der Härte an den Krystallen nach ihr könnten ermittelt werden. Dies ist nur bei sehr großen Härtedifferenzen der Fall, z. B. beim *Cyanit*, wo an verschiedenen Stellen die Härte zwischen den Graden $4^1/_2$ und 7 schwankt, und in wenigen anderen Fällen, in denen aber immer die Unterschiede weit geringer sind, als beim Cyanit. Bei dem rhomboedrisch krystallisierenden *Kalkspat* findet man z. B., daß die Härte am größten ist auf den Flächen des ersten Prismas, am kleinsten auf den Flächen des Hauptrhomboeders (Spaltungsrhomboeders) in der Richtung der kleinen Diagonale von der Seitenecke zu der Endecke; in der umgekehrten Richtung, von der Endecke zur Seitenecke,

geht auf derselben Fläche das Ritzen schwieriger von statten. Dieser Unterschied entspricht der krystallographischen Verschiedenheit der beiden Richtungen längs der kleinen Diagonale; längs der großen Diagonale ist wie krystallographisch, so auch in Bezug auf die Härte kein Unterschied, ob man von rechts nach links geht oder entgegengesetzt: beide Endpunkte sind Seitenecken, also gleichwertig.

Die Möglichkeit solcher größerer Differenzen an demselben Krystall ist bei der Härtebestimmung mittels der Mohsschen Skala stets im Auge zu behalten. In den meisten Fällen zeigen aber die Krystalle dabei überall ziemlich dieselbe Härte, da geringere Unterschiede bei diesen verhältnismäßig rohen Versuchen nicht mehr hervortreten; es ist die *charakteristische* Härte des Minerals, die durch den Mohsschen Härtegrad angegeben wird. Handelt et sich aber darum, behufs Ermittlung der Änderung der Härte auf der Oberfläche eines Krystalls auch die feineren Unterschiede festzustellen, so hat man zu diesen genaueren Untersuchungen besondere Instrumente, sog. *Sklerometer*, zu benützen. Diese ermöglichen das Messen der Kraft, die nötig ist, um eine Spitze von Stahl oder Diamant eben noch in das Mineral eindringen zu lassen, wenn dieselbe in einer bestimmten Richtung über eine ebene Fläche desselben hinweggezogen wird. Die Spitze wird solange mit Gewichten beschwert, bis sie bei ihrem Wege eben noch einen Ritz hervorbringt, und diese Gewichte werden als Maß der Härte betrachtet, gleiches Material der Spitze vorausgesetzt. Auf diese Weise hat man ermittelt, daß die Krystalle in krystallographisch gleichen Richtungen stets dieselbe Härte haben; ob die Härte in ungleichen Richtungen stets verschieden ist, ist noch unsicher, da eben auch das Sklerometer ganz kleine Unterschiede nicht mehr angibt; doch ist dies durchaus wahrscheinlich.

Die Härte auf jeder Fläche kann graphisch mittels der sog. *Härtekurve* dadurch dargestellt werden, daß man die zum Ritzen in jeder Richtung nötigen Gewichte als Radien in dieser Richtung von einem gemeinsamen Mittelpunkt aus aufträgt und die Endpunkte dieser Radien miteinander durch eine Linie verbindet. Die Härtekurven stellen die Verteilung der Härte in den verschiedenen Richtungen jeder Krystallfläche unmittelbar anschaulich dar. Ihre Symmetrie ist stets dieselbe wie die der Fläche, auf der sie liegen. Amorphe Substanzen haben nach allen Richtungen die gleiche Härte, die Härtekurven sind demnach bei ihnen stets Kreise. Härteunterschiede an homogenen Körpern beweisen, daß letztere krystallisiert sind.

Vermittelst des Sklerometers hat man auch die Härtegrade der Mohsschen Skala miteinander verglichen und gefunden, daß zwischen ihnen keineswegs gleiche Härteunterschiede liegen. Als allgemeines Vergleichsobjekt diente das Gußeisen, dessen mit dem Sklerometer gemessene Härte = 1000 Einheiten (Gewichtseinheiten) gesetzt wurde. Dann ergaben sich die Härten anderer Objekte gemessen mit dem Sklerometer einerseits und anderseits mit der Mohsschen Härteskala:

Stabeisen	948	Einheiten	= 5	Grad.
Platin	375	„	= 4—4$^1/_2$	„
Kupfer	301	„	= 2$^1/_2$—3	„
Silber	208	„	= 2$^1/_2$—3	„
Gold	167	„	= 2$^1/_2$—3	„
Wismuth	52	„	= 2$^1/_2$	„
Zinn	27	„	= 2	„
Blei	16	„	= 1$^1/_2$	„

Hieraus sieht man, daß innerhalb des Mohsschen Härteintervalls 2$^1/_2$—3 Sklerometerhärten von 167 bis 301 Einheiten mit einer Differenz = 134 Einheiten liegen und daß die Härteunterschiede zwischen den Mohsschen Graden in der Tat recht erheblich verschieden sind. Es stellen sich folgende Differenzen heraus:

Zwischen	$1^1/_2$	und	2	Grad	11	Einheiten.
„	2	„	$2^1/_2$	„	25	„
„	$2^1/_2$	„	3	„	249	„
„	3	„	$4^1/_2$	„	74	„
„	$4^1/_2$	„	5	„	573	„

Durch die genauere Härteuntersuchung mittels des Sklerometers sind auch Beziehungen zwischen der *Härte und Spaltbarkeit* (194) konstatiert worden. Nur deutlich spaltbare Krystalle zeigen auch deutliche Härteunterschiede, und zwar findet man die geringste Härte auf den Flächen, die den Blätterbrüchen parallel gehen, die größte auf denen, die zu diesen senkrecht sind. Ist ein Blätterbruch senkrecht zu einer Krystallfläche, so findet man auf ihr in der Richtung des Blätterbruchs die geringste, senkrecht dazu die größte Härte. Ist ein Blätterbruch schief zu einer Krystallfläche, so daß er mit ihr einerseits eine spitze, anderseits eine stumpfe Kante bildet, so ist auf einer Linie senkrecht zu diesen beiden Kanten auf der Fläche die größte Härte zu finden, wenn man die Spitze von der Mitte nach der spitzen, die geringste, wenn man sie nach der stumpfen Kante bewegt. Hier ist also ebenfalls auf einer Linie in beiden entgegengesetzten Richtungen verschiedene Härte und dies ist immer dann der Fall, wenn die beiden Enden dieser Linie krystallographisch ungleichartig sind. Sind mehrere Blätterbrüche vorhanden, so summieren sich ihre Wirkungen auf der betreffenden Fläche. Ist nur eine einzige deutliche Spaltungsrichtung vorhanden, so sind auf ihr keine deutlichen Härteunterschiede zu beobachten.

Solche Härteunterschiede an einem und demselben Krystall sind den Edelsteinschleifern längst bekannt. Diese haben z. B. die Erfahrung gemacht, daß sich der Diamant auf den Oktaederflächen viel leichter schleift, als auf den Würfelflächen, daß erstere also erheblich weicher sind, als letztere. Schleifversuche sind auch schon zu vergleichenden Bestimmungen der Härte ganzer Flächen benützt worden und man hat auch besondere Instrumente dafür konstruiert (Usometer). Doch hat diese Methode bis jetzt für die praktischen Zwecke der Mineralogie noch keine Bedeutung erlangt, ebensowenig wie der Pfaffsche Begriff der „absoluten Härte" in einer linearen Richtung und der „mittleren Härte" einer Fläche und der Bestimmung der letzteren durch das Mesosklerometer. Dasselbe gilt auch für die von *Hertz* eingeführte streng wissenschaftliche Definition des Begriffs der Härte in einem anderen Sinne, als dem obigen, nämlich als der Elastizitätsgrenze eines Körpers bei der Berührung einer ebenen Fläche desselben mit einer kugelförmigen Fläche eines anderen Körpers. (Verhandlgn. d. phys. Ges. Berlin 1882, pag. 67, sowie Auerbach, Ann. d. Phys. Bd. 43, 1891, pag. 61 Bd. 45, 1892, pag. 262 u. 277; Bd. 58, 1896, pag. 357.) Hiervon soll daher hier nicht weiter die Rede sein.

(*Exner*, Untersuchungen über die Härte an Krystallflächen 1873. *Franz*, Pogg. Ann. Bd. 80, 1850, pag. 37. *Grailich* und *Pekarek*, Sitzgsber. Wien. Akad. 13 Bd. 1854, pag. 410. *Pfaff*, Sitzgsber. München. Akad. 1883, pag. 55 u. 372, 1884, pag. 225 (Mesosklerometer). *Rosival*. Verhandlgn. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1896 Nr. 17 u. 18. *Jannettaz*, Association française pour l'avancement des sciences. Aug. 1895 (Usometer).)

198. Zersprengbarkeit. Von der Härte im allgemeinen verschieden ist die *Zersprengbarkeit* der Mineralien, die größere oder geringere Leichtigkeit, mit der durch Hammerschläge Stücke losgelöst werden können. Manche Mineralien sind zwischen den Fingern zerreiblich, lockere Massen, z. B. Kreide. Leicht zersprengbar ist z. B. Schwefel, Feuerstein etc., schwer zersprengbar (fest, zähe) z. B. Nephrit. Diese Eigenschaft scheint mit der Tenazität (199) und der Struktur in naher Beziehung zu stehen. Spröde Mineralien sind häufig leichter zersprengbar als milde, dehnbare

lassen sich überhaupt nicht mehr in Stücke zerschlagen. Besonders fest und zähe sind gewisse verworren fasrige Aggregate, wie z. B. der Nephrit, der sich viel schwieriger zertrümmern läßt, als krystallisierte Hornblenden, zu denen er als Varietät gehört. Auch die verschiedenen Varietäten des Quarzes zeigen sich in Bezug auf Zersprengbarkeit sehr verschieden, was ebenfalls mit Strukturverhältnissen zusammenhängen dürfte. Jedenfalls sind nicht immer härtere Mineralien auch schwerer zersprengbar (fester), als weichere.

199. Tenazität. Unter Tenazität versteht man das auf der Kohäsion beruhende Verhalten der Mineralien gewissen besonderen äußeren mechanischen Einwirkungen gegenüber. Es zeigen sich dabei mancherlei charakteristische Eigenschaften, die für das Erkennen und Unterscheiden der Mineralkörper von Bedeutung sind und die man daher mit besonderen Namen belegt hat.

Spröde heißen solche Mineralien, von denen das beim Einritzen mit dem Messer erzeugte Pulver unter Geräusch weggeschleudert wird (Feldspat, Blende etc., überhaupt die Mehrzahl der Mineralien). *Milde* sind solche, bei welchen das Pulver neben der durch das Ritzen entstandenen Rinne ruhig liegen bleibt (Speckstein, Graphit etc.). An manchen Mineralien entsteht beim Ritzen überhaupt kein Pulver, sondern nur eine vertiefte Rinne. Von solchen kann man am Rande Spähne abschneiden. Zerbrechen diese auf dem Amboß beim Schlagen mit dem Hammer, so ist das Mineral *geschmeidig* (z. B. Kupferglanz); zerbrechen sie nicht, sondern lassen sie sich zu einer Platte hämmern, so heißt das Mineral *dehnbar* (duktil) (edle Metalle); doch wird zwischen dehnbar und geschmeidig nicht immer scharf unterschieden. Mineralien, welche sich in dünnen Platten umbiegen lassen, heißen *biegsam*, und zwar *elastisch biegsam*, wenn sie nach Aufhören der Wirkung der biegenden Kräfte ihre ursprüngliche Gestalt wieder annehmen (Glimmer); *gemein biegsam*, wenn sie dauernd gebogen bleiben (Chlorit). Manche Mineralien sind nach gewissen Richtungen biegsam, nach anderen brechen sie ohne Biegung durch, z. B. Gips.

200. Ätzfiguren. In nahem Zusammenhang mit den bisher betrachteten Verhältnissen der Kohäsion steht das Verhalten der Mineralien gegen den Einfluß von Lösungsmitteln, durch welche die sog. *Ätzfiguren* hervorgebracht werden. Diese sind mehr oder weniger regelmäßig geradlinig, scharfkantig und -eckig begrenzte Vertiefungen auf den Flächen der Mineralien. Sie entstehen, wenn man die Krystallflächen kurze Zeit mit einem passenden gasförmigen oder flüssigen Lösungsmittel in Berührung bringt. Diese Figuren folgen mit ihrer Symmetrie genau der Symmetrie der Krystalle, auf denen sie gebildet werden. Sie werden begrenzt von kleinen Flächen, den *Ätzflächen*, welche parallel mit möglichen Krystallflächen in das Innere des Krystalls hineingehen. Die Ätzflächen liegen in bestimmten Zonen,

den *Ätzzonen* des betreffenden Krystalls. Alle gleichen Flächen eines Krystalls tragen cet. par. stets die gleichen Ätzfiguren, und die auf jeder Fläche befindlichen Figuren sind untereinander parallel und haben stets dieselbe Symmetrie, wie die betreffende Fläche selbst. Treten die Ätzfiguren dicht zusammen, so daß sie sich berühren, so lassen sie zwischen sich regelmäßig ebenflächig begrenzte Erhabenheiten, die man *Ätzhügel* nennt und die gleichfalls dieselbe Symmetrie zeigen müssen, wie die Flächen, auf denen sie sitzen.

So haben die drei rhomboedrischen Spaltungsflächen des Kalkspats durch Ätzen mit *HCl* Figuren von der Fig. 298 abgebildeten Form, welche symmetrisch zur kleinen Diagonale dieser Flächen liegen: rechts und links gleich, oben und unten verschieden ausgebildet. Eine *Glimmerplatte* erhält durch Ätzen mit *HFl* Ätzeindrücke, welche nur zur kleinen Diagonale der natürlichen rhombischen Spaltungsplättchen symmetrisch sind, nicht aber zur großen, ganz der monoklinen Krystallisation des Glimmers entsprechend (Fig. 299). Die Ätzfiguren auf den Pinakoidflächen

Fig. 298. Fig. 299. Fig. 300. Fig. 301.

des *Schwerspats* sind der rhombischen Symmetrie entsprechend stets nach zwei aufeinander senkrechten Richtungen symmetrisch. Auf einer Prismenfläche von *Apatit* sind sie der pyramidalen Hemiedrie entsprechend oben und unten gleich, rechts und links verschieden (Fig. 300). Auf der Querfläche von *Kieselzinkerz* sind sie endlich rechts und links gleich, aber dem Hemimorphismus nach der aufrecht stehenden Achse entsprechend oben und unten verschieden (Fig. 301) etc.

Wegen der Übereinstimmung der Symmetrie der Ätzfiguren mit der des betreffenden Krystalls, resp. der betreffenden Krystallfläche kann man aus ersterer auf letztere, also auf die Zugehörigkeit zu der oder jener Krystallklasse schließen. Man stellt zu diesem Zweck vielfach an den Mineralien solche Figuren dar. Diese Untersuchungsmethode hat sogar neuerer Zeit eine erhebliche Wichtigkeit erlangt, und die Krystallisation mancher Mineralien ist durch sie erst richtig erkannt worden. So hat z. B. die Gestalt der Ätzeindrücke auf den Spaltungsflächen des *Glimmers* zuerst auf die Vermutung geführt, daß derselbe monoklin sei, und nicht rhombisch, wie man früher geglaubt hatte. Die Ätzfiguren an dem seiner äußeren Begrenzung nach scheinbar hexagonal-vollflächigen *Nephelin* haben gezeigt, daß er mit Wahrscheinlichkeit pyramidal-hemiedrisch und zugleich hemimorph ist, also der pyramidal-hemimorphen Klasse angehört. Beim *Quarz* kann man an den Ätzfiguren die beiden korrelaten Rhomboeder voneinander unterscheiden und erkennen, daß er trapezoedrisch-tetartoedrisch sein muß. Auch für die Erforschung von *Zwillingen* bieten die Ätzfiguren

ein gutes Hilfsmittel durch ihre symmetrische Lage zur Zwillingsgrenze statt der durchweg parallelen über die ganze Fläche weg; daher eignen sie sich auch vorzüglich zur Untersuchung des Baues mimetischer (171) Krystalle.

Die vollkommene Übereinstimmung der Symmetrie der Ätzfiguren mit derjenigen der Fläche, auf der sie liegen, zeigt, daß die Ätzung, der Angriff der Krystalle durch Lösungsmittel, nach krystallographisch gleichen Richtungen gleich, nach verschiedenwertigen verschieden leicht vorwärts schreitet. Durch die Lösung wird der Zusammenhang der kleinsten Teilchen der Krystalle auf chemischem Wege aufgehoben. Die Ätzfiguren geben uns also einen Einblick in die chemische Kohäsion der Krystalle und zwar sind die Ätzflächen solche Flächenrichtungen, senkrecht zu denen die Auflösung am schwierigsten fortschreitet; senkrecht zu ihnen gehen Richtungen der größten chemischen Kohäsion. Für letztere gelten also in ihren Beziehungen zur Krystallform dieselben Gesetzmäßigkeiten, wie für die mechanische Kohäsion. Daß auf gleichwertigen Flächen eines Krystalls die Lösung mit gleicher Leichtigkeit, auf verschiedenwertigen in zuweilen sehr stark verschiedenem Maße einwirkt, kann man auch direkt zahlenmäßig nachweisen. Auf den vollkommen spaltbaren Rhomboederflächen R von *Kalkspat* ($Ca\,CO_3$) wird durch HCl unter gleichen Umständen siebenmal so viel CO_2 entwickelt, als auf der Basis $0R$. Krystalle des rhombischen *Aragonit* (gleichfalls $Ca\,CO_3$), werden auf den Prismenflächen viel leichter von HCl angegriffen als auf der Längsfläche. HF wirkt auf die Prismenflächen beim *Quarz* ($Si\,O_2$) viel schwieriger ein, als auf die Endflächen etc. Immer verhalten sich dabei aber gleichwertige Flächen ganz gleich, also alle Rhomboederflächen R des Kalkspats, alle Prismenflächen des Quarzes etc. Auf amorphen Mineralien können niemals regelmäßig ebenflächige Ätzfiguren entstehen. Bei ihnen dringt die Auflösung stets nach allen Richtungen gleich leicht in die Substanz ein.

Auch wenn nicht einzelne Krystallflächen, sondern ganze Krystalle mit einem Lösungsmittel behandelt werden, tritt die genannte Gesetzmäßigkeit deutlich hervor. Der Angriff erfolgt dabei häufig besonders an den Kanten und es entstehen an ihrer Stelle Flächen, sog. *Prärosionsflächen*. Dabei verhalten sich stets gleiche Kanten gleich etc. Behandelt man z. B. einen Quarzkrystall mit HF, so werden dadurch die abwechselnden Kanten P/z, sowie die Kanten P/P, P/s und z/z abgestumpft, ganz wie es der trapezoedrischen Tetartoedrie des Minerals entspricht (siehe die Beschreibung des Quarzes). Nicht minder beweisend sind Versuche an Kugeln, die aus Krystallen herausgeschnitten sind. Diese nehmen in einem Lösungsmittel allmählich eine der Symmetrie der betreffenden Substanz entsprechende Form an. Kalkspatkugeln erhalten nach längerem Liegen in HCl rhomboedrische Formen etc.

Die Ätzeindrücke sind im allgemeinen um so schärfer, je kleiner sie sind und durch je kürzere Einwirkung des Lösungsmittels sie entstanden sind. Einige Augenblicke der Einwirkung des letzteren genügen vielfach. Verlängert man die Einwirkung, so werden die Figuren groß, aber unregelmäßig und verschwommen. Manchmal sind sie von mikroskopischer Kleinheit und werden dann gerne in Hausenblasenabdrücken der Flächen beobachtet. Ihre spezielle Gestalt auf einem Mineral hängt z. T. von der Natur und von der Koncentration des Lösungsmittels ab, aber für alle Lösungsmittel sind die Verhältnisse der Symmetrie so, wie wir sie oben kennen gelernt haben. Als gasförmiges Lösungsmittel dient u. a. der Sauerstoff, so beim Glühen eines oxydierbaren Körpers, z. B. des Diamants, an der Luft.

Viele kleine Ätzfiguren auf einer Fläche beeinflussen die Reflexion des Lichts auf dieser. Die Folge davon ist häufig eine charakteristische Art von Glanz, den man *Krystalldamast* genannt hat, sowie eigentümlich gestaltete Reflexbilder

einer Lichtflamme, die *Lichtfiguren*, die gleichfalls in derselben Weise symmetrisch gestaltet sind, wie die Flächen, auf denen sie erscheinen.

Viele Mineralien (Kalkspat, Flußspat, Quarz, Topas, Schwerspat etc.) zeigen nicht selten natürliche Ätzfiguren, hervorgebracht durch die Gebirgsfeuchtigkeit und andere natürliche Einflüsse. Dieselben sind meist groß und ihre Begrenzung ist unregelmäßig und undeutlich. Durch längeres Andauern solcher natürlicher Ätzung werden die Krystalle nicht selten ganz zerfressen (korrodiert) und gleichen dann Krystallskeletten (177).

(*Leydolt*, Sitzungsber. Wiener Akad. Bd. 15. 1855. pag. 59 und 19. 1855. pag. 70; *Baumhauer*, Zusammenfassung zahlreicher Arbeiten in: die Resultate der Ätzmethode in der krystallographischen Forschung, 1894; *Exner*, Sitzungsber. Wiener Akad. 69. pag. 6; *Hirschwald*, Pogg. An. Bd. 137. 1869. pag. 248; *G. Rose*, Sitzungsber. Berl. Akad. 1872. pag. 520; *Tschermak*, Min. u. petr. Mittlg. Bd. 4. 1882. pag. 99; *Becke*, ibid. Bd. 5. 1883. pag. 457; 6. 1886. pag. 237; 7. 1886. pag. 200; 8. 1887. pag. 239; 9. 1888. pag. 1; *Hamberg*, Geol. Fören i. Stockholm Förhandl., Bd. 12. 1890. pag. 617; Bd. 17. 1895. pag. 53 u. 453; und noch viele andere Aufsätze, die z. T. noch bei der Beschreibung der einzelnen Mineralien genannt werden sollen.)

200a. Verwitterung. Verstäubung. Mit der chemischen Kohäsion hängt auch der Wasserverlust zusammen, den manche Krystalle schon bei niederer Temperatur erleiden und der einen Teil der Verwitterungsprozesse (310) bildet. Man hat die Erscheinung auch wohl als *Verstäubung* bezeichnet. Der Vorgang beginnt zuweilen wie die Auflösung (200) von einzelnen Punkten der Oberfläche und schreitet von hier aus allmählich vorwärts, bis das ganze Stück entwässert und gleichzeitig in ein trübes Pulver zerfallen ist. Um die Anfangsstellen bilden sich zunächst rundliche, halbkugelförmig oder ellipsoidisch erscheinende mit diesem trüben Pulver erfüllte Vertiefungen, die sog. *Verwitterungsellipsoide*, die erst punktförmig klein sind und allmählich immer größer werden, bis sie sich berühren und schließlich die ganze Krystalloberfläche bedecken. Bei Entfernung des Pulvers sieht man in ihnen zuweilen deutliche ebene Begrenzungsflächen, so daß sie der Form nach ganz den Ätzfiguren entsprechen. Sie sind dann auch denselben Gesetzmäßigkeiten unterworfen, wie diese. An künstlichen Krystallen von Alaun, Kupfer- und Eisenvitriol etc. entstehen die Verwitterungsellipsoide sehr häufig. An eigentlichen Mineralien ist es seltener der Fall, doch lassen sie sich an ihnen zuweilen künstlich herstellen, wie z. B. am Gips durch vorsichtiges Erwärmen.

(*Pape*, Pogg. An. 124. pag. 329 und 125. 1865. 513; *Sohnke*, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 4. 1880. 225; *Blasius*, ibid. Bd. 10. 1885. pag. 221; *Bowman*, Min. Mag. Nr. 58. 1900. pag. 353.)

Optische Eigenschaften.

Von allen physikalischen Eigenschaften sind die optischen diejenigen, deren Beziehungen zur Krystallform am eingehendsten studiert und am leichtesten und einfachsten, wenigstens an durchsichtigen Krystallen, zu konstatieren sind. Sie dienen daher vielfach zur Kontrolle der krystallographischen Untersuchungen unvollkommen ausgebildeter Krystalle und erlauben sogar häufig die Erkennung des Krystallsystems an solchen, die gar keine regelmäßigen Formen mehr erkennen lassen. Die optischen Verhältnisse sind somit von besonderer Wichtigkeit und sollen daher eingehender besprochen werden, als die anderen physikalischen Eigenschaften.

201. Isotrop. Anisotrop. In Bezug auf die Art der Fortpflanzung einer im Innern einer Substanz erregten Lichtbewegung unterscheidet man in optischer Hinsicht zwei Klassen von Körpern:

1. Isotrope. Bei ihnen hat der Äther nach allen Richtungen hin dieselbe Elastizität; das Licht pflanzt sich daher nach allen Richtungen mit derselben Geschwindigkeit fort (Gase, Flüssigkeiten, amorphe Körper, reguläre Krystalle).

2. Anisotrope (heterotrope). Bei diesen ändert sich die Elastizität des Äthers mit der Richtung, die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Lichts ist also für Schwingungen nach verschiedenen Richtungen verschieden. (Alle Krystalle außer den regulären.)

202. Welle. Strahl. Eine in einem beliebigen Punkt im Innern einer Substanz erregte Lichtbewegung pflanzt sich durch die Querschwingungen des Äthers nach allen Seiten fort, und in jedem einzelnen Moment ist die Bewegung in jeder Richtung bis zu einem bestimmten Punkt gelangt. Die Fläche, welche alle diese Punkte verbindet, heißt die *Wellenfläche* (Strahlenfläche) der Substanz. Der erregte Punkt ist der Mittelpunkt derselben, ihre Gestalt ist die nämliche für alle Exemplare derselben Substanz und in jedem einzelnen Stück für jeden Punkt desselben als Mittelpunkt. Alle auf der Wellenfläche liegenden Punkte befinden sich im gleichen Schwingungszustand. Die gerade Fortpflanzungsrichtung vom Centrum der Wellenfläche nach einem Punkt derselben heißt ein *Strahl.* Die Richtung der Wellenfläche in diesem Punkt wird durch die Tangentialebene derselben gegeben. Das vom Mittelpunkt auf diese Tangentialebene gefällte Lot ist die *Wellennormale,* sie gibt die Richtung an, in welcher die Welle an dem betreffenden Punkt vorwärts schreitet.

Strahlen nach benachbarten Punkten der Wellenfläche divergieren unter einem gewissen Winkel, welcher um so kleiner ist, je weiter sich die Welle vorwärts bewegt hat. Ist die Welle unendlich weit fortgeschritten, so werden diese Strahlen parallel und das betreffende Stück der Wellenfläche wird eben. Eine *ebene Welle* besteht also aus einem Bündel paralleler Strahlen.

Sehr weit entfernte Lichtquellen, z. B. die Sonne oder auch entfernte terrestrische Lichtquellen, liefern sehr annähernd parallele Lichtstrahlen; die Kollimatoren sind zur Herstellung von Bündeln paralleler Lichtstrahlen bestimmte Instrumente (siehe Beleuchtungsfernrohr des Goniometers etc. (16)).

Isotrope Medien.

Verhalten sich nach allen Richtungen optisch gleich. In regulären Krystallen ist also jede krystallographische Symmetrieebene auch eine für die optischen Verhältnisse, aber nicht umgekehrt. Jede beliebige Ebene ist eine Symmetrieebene für die letzteren. Die optische Symmetrie, bestimmt durch unendlich viele Symmetrieebenen, ist demnach höher als die krystallographische.

203. Fortpflanzungsgeschwindigkeit. Da in isotropen Substanzen die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Lichts nach allen

Richtungen dieselbe ist, so ist die Wellenfläche eine Kugel und die Strahlen fallen stets mit den entsprechenden Wellennormalen zusammen, denn die Kugelfläche ist ja in jedem Punkte senkrecht zum betreffenden Radius.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit v einer in einem isotropen Medium sich fortpflanzenden ebenen Welle geht nach der Formel: $v = \sqrt{\frac{e}{d}}$ vor sich, wo e die Elastizität des Äthers und d die Dichte desselben bedeutet. Nach der Annahme von Fresnel ist in allen isotropen Substanzen die Elastizität des Äthers die gleiche, seine Dichte d dagegen in verschiedenen Substanzen verschieden. Man unterscheidet danach optisch mehr oder weniger dichte Körper. In dichteren Substanzen pflanzt sich das Licht langsamer fort als in dünneren, z. B. ist Wasser ($v = 225\,000$ Kilometer) dichter als Luft ($v = 300\,000$ Kilometer). Alle Mineralien sind optisch dichter als Luft.

204. Reflexion. Trifft eine ebene Welle die ebene Grenzfläche zweier durchsichtiger isotroper Körper, z. B. von Luft und Steinsalz, unter irgend einem Winkel, so dringt ein Teil der Welle in die zweite Substanz ein, der andere Teil wird an der Grenzfläche in das erste Mittel zurückgeworfen (reflektiert). Die Reflexion geht nach dem bekannten Gesetze in der Art vor sich, daß die Normale der reflektierten Welle in der Einfallsebene liegt und mit dem Einfallslot denselben Winkel macht wie die Normale der einfallenden Welle, und dasselbe gilt auch für die einzelnen Strahlen der beiden ebenen Wellen. Hierauf beruht das Reflexionsgoniometer (14), das übrigens auch zur Messung der Flächenwinkel an anisotropen Krystallen benutzt werden kann, da auch die Reflexion einer aus Luft einfallenden Lichtwelle an Flächen anisotroper Krystalle nach demselben Gesetz vor sich geht.

Die Reflexion des Lichts geht in voller Gesetzmäßigkeit nur vor sich, wenn die reflektierende Fläche vollkommen eben und glatt ist. In diesem Fall entsteht von einem gespiegelten Objekt, z. B. von einer Lichtflamme, ein scharfes und richtiges Bild. Unregelmäßigkeiten der Flächen veranlassen Störungen im Zustandekommen der Bilder. So wird z. B. durch eine Flächenkrümmung das Spiegelbild in der Richtung der Krümmung auseinander gezogen; auf rauhen Flächen entstehen nur undeutlich umgrenzte Spiegelbilder. Zerfällt eine Fläche in mehrere nicht vollkommen parallele Facetten, so gibt jede Facette ein besonderes Spiegelbild, die Fläche reflektiert dann mehrere Bilder desselben Objekts etc. Durch derartige Unregelmäßigkeiten wird die Genauigkeit der Winkelmessung mit dem Reflexionsgoniometer vielfach sehr beeinträchtigt.

Durch gewisse bestimmte Unregelmäßigkeiten der Krystallflächen werden vielfach eigentümlich gestaltete, von der Beschaffenheit der Flächen abhängige Reflexbilder von Lichtflammen (sog. Lichtfiguren) erzeugt, die man namentlich auch oft auf durch Ätzen künstlich matt gemachten Krystallflächen beobachtet, und welche in derselben Weise symmetrisch gestaltet sind, wie die Krystallflächen selbst (200).

205. Refraktion. Der Teil einer an der ebenen Grenze zweier isotroper Medien in schiefer Richtung ankommenden ebenen Welle, welcher in das zweite Medium eindringt, wird dabei aus seiner ursprünglichen Richtung abgelenkt (gebrochen), er erleidet eine Refraktion. Diese findet nicht statt, wenn die ankommende Welle senkrecht einfällt; in diesem Fall geht die Welle im zweiten Medium in der ursprünglichen Richtung weiter. Bei jeder Refraktion liegt dem Brechungsgesetze zufolge die Normale der einfallenden und die der gebrochenen Welle oder, was hier dasselbe ist, der einfallende und der gebrochene Strahl in der Einfallsebene. Macht die Normale der einfallenden ebenen Welle (der einfallende Strahl) AO (Fig. 302) mit dem Einfallslot LL_1 (der Normale zur Grenzfläche MM) den Einfallswinkel i und die Normale der gebrochenen ebenen Welle (der gebrochene Strahl) OC den Brechungswinkel r, so ist stets: $\frac{\sin i}{\sin r} = n$, wo n eine konstante von dem Einfallswinkel i unabhängige Zahl ist, die der *Brechungskoeffizient* (Brechungsindex) der zweiten Substanz L_1 gegen die andere L heißt. Er ist abhängig von der Natur der beiden Medien und von der Farbe (Schwingungsdauer oder Wellenlänge) des angewendeten Lichts. Man pflegt den Brechungskoeffizienten meist anzugeben für den Fall, daß das erste Medium Luft ist, und wenn von dem Brechungskoeffizienten einer Substanz ohne speziellere Angabe die Rede ist, so meint man stets diesen. Der *absolute Brechungskoeffizient* einer Substanz ist dagegen derjenige, welcher sich beim Übergang des Lichts aus einem luftleeren Raum (aus dem freien Äther) in diese ergibt.

Fig. 302. Fig. 303.

Die Brechungskoeffizienten der Mineralien sind alle > 1; sie schwanken bei isotropen zwischen: $n = 1{,}3305$ (Wasser) und $n = 2{,}849$ (Rotkupfererz). Werte, welche sich der 2 nähern oder sie gar überschreiten, sind nicht sehr häufig.

Sind v_1 und v_2 die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten des Lichts im ersten und zweiten Medium, so ist: $n = \frac{\sin i}{\sin r} = \frac{v_1}{v_2}$. So ist z. B. der Brechungskoeffizient von Wasser gegen Luft: $n = \frac{300\,000}{225\,000} = 1{,}33 = \frac{4}{3}$ ca. und da $v_2 = \frac{v_1}{n}$, so ist auch: $225\,000 = \frac{300\,000}{4/3} = \frac{3.300\,000}{4}$. Wenn das erste Medium wieder Luft ist und wenn die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Lichtes in der Luft: $v_1 = 1$ gesetzt wird, dann ist: $n = \frac{1}{v_2}$ oder $v_2 = \frac{1}{n}$, d. h. der Berechnungskoeffizient ist der reziproke Wert der Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Lichts im zweiten Medium, und umgekehrt.

Aus der Formel: $n = \frac{\sin i}{\sin r} = \frac{v_1}{v_2}$ ergeben sich die speziellen Verhältnisse der Brechung, je nachdem das Licht aus einem optisch dünneren in ein dichteres Medium übergeht oder umgekehrt. Ist das erste Medium das dünnere, dann ist $v_1 > v_2$, also $n > 1$ und $i > r$. Der gebrochene Strahl OC liegt dem Einfallslot näher, als der einfallende OA, das Licht wird nach dem Einfallslot hin gebrochen (Fig. 302). Ist umgekehrt das erste Medium das dichtere, dann ist $v_1 < v_2$, somit $n < 1$ und $i < r$. Der gebrochene Strahl OC liegt von dem Einfallslot ferner, als der einfallende OA, das Licht wird von dem Einfallslot weggebrochen (Fig. 303). Wenn beide Medien gleich dicht sind, findet beim Übergang überhaupt keine Ablenkung statt. Ist beim Übergang von einem Medium A in ein zweites B der Brechungskoeffizient $= n$, dann ist er beim umgekehrten Übergang von B in $A = \frac{1}{n}$, und wenn das Licht von A aus den Weg AOC durchläuft (Fig. 302, 303), dann durchläuft es von C ausgehend denselben Weg COA, aber in umgekehrter Richtung.

Je größer der Unterschied der Dichte in beiden Medien ist, desto größer ist der Brechungsindex. Haben zwei Substanzen verschiedene Brechungskoeffizienten gegen Luft (oder eine beliebige andere dritte isotrope Substanz), dann ist nach der Formel $n = \frac{1}{v}$ die Substanz mit dem größeren Brechungskoeffizienten die dichtere, und umgekehrt.

206. Dispersion. Der Brechungskoeffizient ist von der Farbe d. h. von der Wellenlänge des Lichts abhängig und also nur durch Angabe der Art des Lichts vollkommen bestimmt. Er ist am kleinsten für rotes, am größten für violettes Licht. Eine Welle roten Lichts wird ceteris paribus weniger stark abgelenkt, als eine Welle violetten Lichts. Fällt ein Bündel weißer Lichtstrahlen ein, so wird es bei der Brechung zerlegt und die verschieden stark abgelenkten roten bis violetten Strahlen folgen in ununterbrochener Reihe nebeneinander. Diese Erscheinung heißt die *Farbenzerstreuung* oder *Dispersion*. Je mehr sich dabei die roten von den violetten Strahlen entfernen, desto stärker ist die Dispersion. Diese wird durch die Differenz der Brechungskoeffizienten für rotes und violettes Licht gemessen (vergl. 209).

Nach *Cauchy* wird die Abhängigkeit der absoluten Brechungskoeffizienten n einer Substanz von der Farbe des betreffenden Lichts (Wellenlänge λ im freien Äther) ausgedrückt durch die Formel: $n = \alpha + \frac{\beta}{\lambda^2}$, wo α und β zwei von der Natur der Substanz abhängige konstante Koeffizienten sind. Kennt man n einer Substanz für zwei verschiedene Farben (für zwei Werte von λ), so erhält man zwei spezielle

Gleichungen, welche α und β ergeben. Mit deren Hilfe läßt sich dann aus der Formel für jedes weitere λ (jede andere Farbe) der zugehörige Brechungskoeffizient n berechnen.

207. Polarisation. Wenn an der ebenen Grenzfläche zweier durchsichtigen isotropen Medien einfallendes Licht teils reflektiert, teils gebrochen wird, so sind diese beiden Teile des einfallenden Lichts, der reflektierte und der gebrochene, polarisiert, und zwar senkrecht zueinander; das reflektierte Licht in der Einfallsebene, das gebrochene in einer darauf senkrechten. Die Schwingungen des reflektierten Lichts gehen also (nach Fresnel) senkrecht, die des gebrochenen Lichts parallel mit der Einfallsebene vor sich. Bei den meisten Einfallswinkeln ist jedoch die Polarisation im reflektierten Lichte nur eine teilweise, es ist dem polarisierten Licht natürliches beigemischt. Vollständig findet die Polarisation des reflektierten und des gebrochenen Lichts nur statt, wenn die reflektierten Strahlen OB auf den gebrochenen OC senkrecht stehen (Fig. 304). In diesem Fall ist $r = 90^\circ - i$, also:

Fig. 304.

$$\sin i = n \sin r = n \sin (90^\circ - i) = n \cos i \text{ oder: } n = tg\, i.$$

Der Einfallswinkel i, welcher diese Gleichung befriedigt, bei welchem also vollständige Polarisation des reflektierten Lichts stattfindet, heißt der *Polarisationswinkel* der betreffenden Substanz. Er ist z. B. für Glas $= 54\frac{1}{2}^\circ$, für Diamant $= 68^\circ\ 1'$ für Licht von mittlerer Brechbarkeit (grün).

Vollständige Polarisation namentlich auch des hindurchgegangenen Lichts kann übrigens auch bei anderen Einfallswinkeln erhalten werden, wenn man statt einer einfachen Platte z. B. von Glas ein System übereinander geschichteter Glasplatten, einen sog. *Glassatz* anwendet, dessen einzelne Scheiben wiederholte Reflexionen und Brechungen veranlassen. Solche Glassätze werden zuweilen als polarisierende Apparate statt der Nicols (219) verwendet. Der Polarisationswinkel i kann bestimmt und aus ihm der Brechungskoeffizient n ermittelt werden nach der Gleichung: $n = tg\, i$; doch ist diese Methode, die Brechungskoeffizienten zu bestimmen, ungenau und wenig ausgebildet. (*Seebeck*, Pogg. Ann. 20, 1830, 27.)

208. Planparallele Platte. Nach den Auseinandersetzungen in (205) kann man sich die Vorgänge klar machen, welche man beobachtet, wenn das Licht eine planparallele Platte MN eines Minerals, die überall von Luft umgeben ist, durchstrahlt (Fig. 305). Der unter dem Einfallswinkel i auf der Fläche NN_1 ankommende Strahl AB wird unter dem Brechungswinkel r nach BC gebrochen; er kommt an der Fläche MM_1 unter dem Einfallswinkel r an und wird beim Austritt unter dem obigen Winkel i nach CD gebrochen, so daß $AB \parallel CD$. Wenn ein Strahl also nach dem Durchgang durch eine planparallele Platte in dasselbe Medium austritt, aus welchem er ein-

Fig. 305.

getreten war, so geschieht dies ohne Ablenkung aus seiner ursprünglichen Richtung, es findet nur eine geringe seitliche Verschiebung des Strahles statt. Man kann also stets planparallele Glasplatten (Objektträger, Deckgläschen etc.) in den Gang der Lichtstrahlen einschalten, ohne daß dadurch eine Ablenkung des Lichts erfolgt.

Dasselbe findet statt, wenn man drei oder mehrere verschiedene planparallele Platten, z. B. Glastafeln oder eine Tafel von Glas und eine solche von einer anderen durchsichtigen Substanz, übereinander legt. Auch in diesem Falle erleidet ein hindurchgehender Strahl beim Austritt in dasselbe Medium (Luft) keine Ablenkung. Daraus läßt sich ermitteln, daß, wenn n_1 und n_2 die Brechungskoeffizienten zweier Substanzen A und B (gegen Luft) sind und n_3 der Brechungskoeffizient beim Übergang aus der ersten A in die zweite B, man erhält: $n_3 = \frac{n_2}{n_1}$, wo $n_3 \lesseqgtr 1$, aber n_1 und n_2 stets > 1. Ist z. B. der Brechungskoeffizient von Wasser: $n_1 = 1{,}3305$, der von Flußspat $n_2 = 1{,}433$ (gegen Luft), so ist der Koeffizient beim Übergang von Wasser in Flußspat (von Flußspat gegen Wasser): $= \frac{n_2}{n_1} = \frac{1{,}433}{1{,}3305} = 1{,}077$. Diese Formel gibt auch den absoluten Brechungskoeffizienten (n_3) einer Substanz, wenn der gewöhnliche Brechungskoeffizient derselben (gegen Luft) (n_2) und der absolute Brechungskoeffizient der Luft gegeben ist. Letzterer ist ein für allemal bekannt $= 1{,}000\,294$; (bei 0° C und 760^{mm} Druck), der Koeffizient für den Übergang aus Luft in den freien Äther ist also: $n_1 = \frac{1}{1{,}000\,294}$, somit $n_3 = \frac{n_2}{\frac{1}{1{,}000\,294}} = 1{,}000\,294\ n_2$. Der absolute Brechungskoeffizient des Wassers ist danach $= 1{,}000\,294 . 1{,}3305 = 1{,}3311$.

209. Prisma. Geht dagegen ein Lichtstrahl durch einen von zwei konvergierenden ebenen Flächen begrenzten Körper, ein sog. *Prisma* hindurch, so wird er beim Wiederaustritt in die Luft nicht mehr in seine ursprüngliche Richtung zurückgeführt, sondern in derselben Ebene noch weiter aus ihr abgelenkt.

Man läßt die Lichtstrahlen meist zur brechenden Kante senkrecht auf die erste Fläche des Prismas einfallen. Der Durchschnitt des Prismas durch eine zu dieser Kante senkrechte Ebene sei MNP (Fig. 306), N sei die brechende Kante. Fällt ein Strahl roten Lichts in der Richtung AB ein, so wird er nach BC_r gebrochen und verläßt das Prisma in der Richtung C_rD_r und ABC_rD_r liegt in jener zur brechenden Kante senkrechten Ebene. Der Winkel $A_1E_rD_r = \alpha_r$, den der austretende Strahl C_rD_r mit dem einfallenden AB macht, heißt die *Ablenkung* des Strahls. Fällt nach AB ein Strahl violetten Lichts ein, so wird dieser in B stärker, nach BC_v gebrochen und verläßt das Prisma nach einer abermaligen stärkeren Brechung bei C_v in der Richtung C_vD_v. Auch ABC_vD_v liegt in der Ebene ABC_rD_r. Die Ablenkung ist hier $\alpha_v = A_1E_vD_v$ und zwar ist stets $\alpha_v > \alpha_r$. Läßt man auf dasselbe Prisma in der Richtung AB ein Strahlenbündel weißen

Fig. 306.

Lichts einfallen, so wird dasselbe infolge der Dispersion zerlegt (206). Die dabei entstehenden roten Strahlen werden wieder nach $C_r D_r$, die violetten nach $C_v D_v$ gebrochen, die gebrochenen Strahlen der zwischenliegenden Farben liegen zwischen diesen beiden Geraden in derselben Ebene mit ihnen. Wenn man diese zerlegten Strahlen auffängt, so entsteht ein *Spektrum*, dessen rotes Ende der ursprünglichen Einfallsrichtung stets näher ist, als das violette. Je weiter vom roten Ende das violette entfernt ist, je länger das Spektrum ist, desto größer ist die Dispersion der Substanz; diese ist z. B. beim Diamant viel größer als beim Steinsalz. Sie wird durch die Differenz des Brechungskoeffizienten für rotes und violettes Licht gemessen. Eine planparallele Platte kann kein Spektrum geben, weil das beim Eintritt zerlegte weiße Licht beim Austritt sich wieder vereinigt, wodurch das ursprüngliche Weiß wiederhergestellt wird.

Die Ablenkung eines Lichtstrahls durch das Prisma ist für jeden Einfallswinkel eine andere. Sie ist ein Minimum, wenn der Strahl im Innern des Prismas gegen beide brechenden Flächen gleich geneigt ist, wie der Strahl BC in Fig. 307. Dann macht auch der einfallende Strahl z. B. $A_r B$ mit der Ebene MN des Prismas denselben Winkel, den der entsprechende austretende Strahl CD_r mit der Ebene NP macht. Die Minimalablenkung ist für Prismen aus derselben Substanz um so größer, je größer der brechende Winkel MNP des Prismas ist. Ein violetter Strahl $A_v B$, der durch das Prisma nach BC hindurchgehen soll, muß nach dem Obigen mit BC einen etwas größeren Winkel machen, als ein roter Strahl $A_r B$; entsprechend ist es mit den austretenden Strahlen CD_v und CD_r. Bei der Minimalablenkung ist $A_r BCD_r$ der Gang eines Strahles von rotem, $A_v BCD_v$ der eines Strahles von violettem Licht.

Fig. 307.

210. Totalreflexion. Tritt ein Lichtstrahl AB (Fig. 308) aus einem dichteren Medium in ein dünneres nach BC, so ist $i < r$ (205). Fällt ein zweiter Strahl $A_1 B$ unter einem größeren Einfallswinkel $A_1 BL$ ein, so wird er nach BC_1 gebrochen; der Brechungswinkel $C_1 BL_1$ ist ebenfalls größer geworden. Nimmt so der Einfallswinkel stetig zu, so geschieht dies auch beim Brechungswinkel und bei einem gewissen Einfallswinkel $A_2 BL$ wird der betreffende einfallende Strahl $A_2 B$ nach BD in der Richtung der Trennungsfläche DD_1 beider Medien gebrochen: der Brechungswinkel ist für diesen Fall $= DBL_1 = 90^0$. Wird nun der Einfallswinkel noch größer, fällt z. B. ein Strahl in der Richtung MB ein, so wird derselbe überhaupt nicht mehr gebrochen, sondern der einfallende Strahl wird in B, ohne daß

Fig. 308.

eine Lichtbewegung in das zweite, dünnere Medium eintritt, nach dem gewöhnlichen Brechungsgesetz vollständig und ohne Schwächung in der Richtung BN reflektiert und kehrt in das erste dichtere Medium zurück, so daß $\sphericalangle NBL = \sphericalangle MBL$. Diese Erscheinung heißt die *Totalreflexion*. Der Einfallswinkel A_2BL, für welchen der Brechungswinkel $DBL_1 = 90^0$ ist, heißt der *Grenzwinkel* der totalen Reflexion. Für diesen Grenzwinkel ist: $\frac{1}{n} = \frac{\sin i}{\sin 90^0} = \sin i$, wenn n den Brechungskoeffizienten aus dem dünneren in das dichtere Medium bedeutet, so daß also $n > 1$. Je größer der Brechungskoeffizient, desto kleiner ist der Grenzwinkel A_2BL, bei desto steilerem Einfallen wird das Licht bereits total reflektiert. Für Wasser mit dem Brechungskoeffizienten $n = 1{,}33$ ist der Grenzwinkel $A_2BL = 48^0\ 35'$. Beim Diamant, wo $n = 2{,}5$, ist letzterer nur nahe $= 24^0$.

Totalreflexion ist nur möglich, wenn Lichtstrahlen von einem dichteren Medium her an der Grenze gegen ein dünneres Medium ankommen. Beim Übergang aus einem dünneren in ein dichteres Medium kann niemals Totalreflexion eintreten. Wenn in diesem Falle der Einfallswinkel seinen größten Wert: $i = 90^0$ erreicht hat (streifende Incidenz), ist stets noch der Brechungswinkel $r < 90^0$. Aus einem dünneren Medium kann somit das Licht stets in ein dichteres eintreten.

211. Brechungskoeffizienten. Ein isotroper Körper ist in der Hauptsache optisch bestimmt, wenn man seine Brechungskoeffizienten für die verschiedenen Farben kennt. Diese und damit implicite die Lichtgeschwindigkeit in der betreffenden Substanz werden nach verschiedenen Methoden ermittelt (vergl. außerdem 207), die alle ergeben, daß in jeder isotropen Substanz die Brechungskoeffizienten stets denselben Wert haben und daß sie von der Richtung der Schwingungen ganz unabhängig sind. Hieraus folgt, daß auch die Elastizität des Äthers in den isotropen Körpern nach allen Richtungen dieselbe ist. Dies entspricht ja auch der oben zu Grunde gelegten Annahme von Fresnel, deren Zulässigkeit damit bewiesen ist.

1. Methode mit dem Prisma. Aus der Substanz wird ein Prisma mit zwei vollkommen glatten und ebenen und möglichst großen Flächen, die miteinander den brechenden Winkel β machen, geschliffen (Fig. 309). Das Prisma wird so auf dem Objekttisch eines Goniometers (16) befestigt, daß die brechende Kante der in O gelegenen, in der Verlängerung durch das Prisma hindurchgehenden Drehachse des Instruments parallel ist. Es ist dabei gleichgültig, welche Lage die Flächen des Prismas und ihre brechende Kante im Krystall haben; stets erhält man dieselben Brechungskoeffizienten. Auf die erste Prismenfläche fällt ein Bündel paralleler Lichtstrahlen AB durch

A S B O C D D₁

Fig. 309.

einen auf die Drehachse O gerichteten Kollimator AS mit einer der brechenden Kante parallelen Spalte A. Diese Strahlen werden nach BC gebrochen und treten nach CD_1 aus. Man kann nun den Träger mit dem Prisma leicht so drehen, daß dabei die Ablenkung ein Minimum wird. Die Richtung des Strahls CD_1 für die Minimalablenkung wird durch das ebenfalls auf die Drehachse O gerichtete Fernrohr bei D_1 fixiert. Dieses muß aber um den Winkel $D_1OD = \alpha$ um die Achse O bis in die ursprüngliche Richtung OD des einfallenden Strahls gedreht werden, indem man nach Wegnahme des Prismas die Spalte bei A anvisiert, und dieser Winkel α ist die Ablenkung. Aus den Winkeln α und β ergibt sich dann:

$$n = \frac{\sin \frac{1}{2} (\alpha + \beta)}{\sin \frac{1}{2} \beta}.$$

Der brechende Winkel β darf nicht zu groß sein, weil sonst der Strahl BC wegen Totalreflexion (210) nicht aus dem Prisma austreten kann. Für jede Farbe ist der Einfallswinkel bei der Minimalablenkung ein anderer (209), daher ist für jede Farbe die Minimalablenkung besonders aufzusuchen und einzustellen. Eine kleine Ungenauigkeit in der Einstellung des Prismas auf die Minimalablenkung hat auf den Wert von n nur einen geringen Einfluß. Einen Zusammenhang zwischen den Brechungskoeffizienten für die einzelnen Farben mit bekannten Wellenlängen gibt die Dispersionsformel von Cauchy (206).

Wenn das Prisma ein deutliches Spektrum gibt, so kann man für jede Farbe desselben besonders die Minimalablenkung suchen und daraus den betreffenden Wert von n bestimmen. Wenn die Beschaffenheit der Substanz ein solches nicht zu stande kommen läßt, so kann man die Spalte mit verschiedenem homogenen Licht beleuchten (mittels gefärbter Metallflammen, *Li*-Flamme rot, *Na*-Flamme gelb, *Tl*-Flamme grün, oder mittels gefärbter Gläser, von welchen aber nur durch Kupfer gefärbte rote sehr annähernd homogene Farbe geben etc.). Vollkommen homogenes Licht liefert das Spektrum eines Glasprismas. (Wülfing, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. XII. 1899. 343.)

2. *Methode mit dem Mikroskop* (erfunden von dem Marquis von Chaulnes). Diese ist u. U. von Wert, wenn eine Substanz nur in Form planparalleler Platten erhalten werden kann und nicht die Herstellung eines Prismas gestattet. Sie beruht darauf, daß wenn ein im Mikroskop deutlich und scharf gesehener Punkt mit einer planparallelen Platte einer durchsichtigen Substanz bedeckt wird, man denselben nicht mehr sieht. Um ihn wiederzusehen, ist es nötig, das Objektiv um einen gewissen Betrag v zu heben, der nur von der Dicke d der Platte und von deren Brechungskoeffizienten n abhängt und zwar ist sehr annähernd: $v = d\,(1 - \frac{1}{n})$ oder $n = \frac{d}{d - v}$. Für jede Lage der Platte im Krystall erhält man denselben Wert für n.

Bei der Erzeugung des Bildes von A im Mikroskop spielen alle von A aus auf die bei G (Fig. 310) gelegene Objektivlinse fallenden Strahlen eine Rolle so z. B. der Strahl AD. Wird die Platte von der Dicke $AB = d$ auf A gelegt, so

wird AD abgelenkt. Wenn das Bild von A wie früher entstehen soll, so muß für AD ein anderer Strahl von A aus eintreten, der durch die Platte hindurch die Linse 1) unter demselben Winkel und 2) in derselben Entfernung von der Mikroskopachse AG trifft wie vorher AD. Das kann nur ein Strahl, der von A in einer solchen Richtung AH ausgeht, daß er in H beim Austritt aus dem Plättchen nach der Richtung $HD_1 \parallel AD$ gebrochen wird, dann ist die erste Bedingung erfüllt. Die zweite ist erfüllt, wenn man dann das Objektiv bis zu dem Punkt D_1 zurückschiebt, der gegeben ist als Schnitt von HD_1 mit $DD_1 \parallel AB$. Die Länge, um welche das Objektiv hat zurückgezogen werden müssen, ist $GG_1 = v = DD_1$. Zieht man nun HD_1 bis C und $JHK \parallel AB$, dann ist auch $CA = DD_1 = v$. Ferner ist: $n = \frac{\sin JHD_1}{\sin AHK} = \frac{\sin BCH}{\sin BAH}$. Nun ist aber $tg\, BCH = \frac{BH}{BC}$ und $tg\, BAH = \frac{BH}{BA}$, somit: $\frac{tg\, BCH}{tg\, BAH} = \frac{BA}{BC} = \frac{BA}{BA - AC} = \frac{d}{d - v}$. Denn offenbar sind stets die Winkel BAH etc., um welche es sich hier handelt, sehr klein, so daß man $AC = DD'$ sehr annähernd auch $= GG_1$ setzen kann. Ebenso sind sehr nahe die tg der Winkel $=$ deren $\sin$; es ist daher: $\frac{tg\, BCH}{tg\, BAH} = \frac{\sin BCH}{\sin BAH} = n = \frac{d}{d - v}$.

Fig. 310.

Bei der Ausführung der Messung wird d mit dem Sphärometer oder auf einem anderen Wege, v mittels einer auf dem Knopf der Mikrometerschraube des Mikroskops angebrachten Teilung gemessen, welche Bruchteile der bekannten Ganghöhe jener Schraube abzulesen gestattet. Das Zurückziehen des Objektivs muß natürlich um den vollen Betrag v mit dieser Schraube ausgeführt werden.

(Bauer, Sitzgsber. Berl. Akad. 22. Nov. 1877 pag. 698 und Tschermak, Min. Mitt. I. 1878 pag. 28; vergl. auch: Bertin, Ann. chim. phys. ser. III. Bd. 26 pag. 228 für eine kleine Abänderung dieser Methode.)

3. *Methode der Totalreflexion.* Während beide genannte Methoden eine durchsichtige Substanz und zwei ebene Flächen voraussetzen, hat die Methode der Totalreflexion den Vorzug, auch an undurchsichtigen Substanzen ausführbar zu sein; auch ist nur eine einzige ebene Fläche erforderlich.

Es sei MN (Fig. 311) eine ebene Fläche eines von einer stärker brechenden Flüssigkeit umgebenen isotropen Minerals, auf welche von allen Seiten her Licht einfällt, und das Auge sei fest in O. Dann werden unter zu großem Winkel auf MN einfallende Strahlen total reflektiert (210) und ein unter einem bestimmten Winkel ankommender Strahl AI wird dabei nach O gelangen, ebenso der etwas steiler einfallende Strahl BE etc. Dagegen wird der noch steiler einfallende Strahl DG nicht mehr total reflektiert werden, sondern in das optisch dünnere Mineral nach GH eintreten, wenn sein Einfallswinkel kleiner als der Grenzwinkel ist. Die linke Hälfte der Fläche MN ist also durch die in das Auge gelangenden totalreflektierten Strahlen hell, die rechte Hälfte, welche keine Strahlen ins Auge reflektiert, dunkel, und beide Hälften sind durch eine Grenzlinie bei F geschieden, deren

Fig. 311.

Lage dem Grenzstrahl *CFO* entspricht, welcher unter dem Grenzwinkel einfällt. Bei Anwendung homogenen Lichts ist diese Grenzlinie ziemlich scharf, bei weißem Licht ist sie farbig gesäumt, weil die Grenze für jede Farbe eine etwas andere Lage hat.

Man kann nun die Beobachtung der Grenze der Totalreflexion in folgender Weise zur Ermittlung der Brechungskoeffizienten benützen.

Man befestigt das zu untersuchende Mineral an einer in *O* (Fig. 312) projizierten vertikalen Drehachse, welche senkrecht zu einem horizontalen Teilkreis durch dessen Mittelpunkt geht. Diese Achse fällt in die ebenfalls senkrechte reflektierende Fläche *MN*, welche in ein mit einer stark brechenden Flüssigkeit, etwa Schwefelkohlenstoff ($n = 1{,}6274$) oder Monobromnaphtalin ($n = 1{,}65724$) oder Methylenjodid ($n = 1{,}73798$, je für gelbes *Na*-Licht bei 20° C) etc., gefülltes zylindrisches Gefäß eingetaucht ist. Dieses ist ringsum von mattgeschliffenem Glas gebildet, durch welches diffuses Licht von allen Seiten auf *MN* fallen kann, nur bei *RQ* ist eine vertikalstehende planparallele durchsichtige Glasscheibe, auf welche normal das horizontale auf Unendlich eingestellte Fernrohr *P* gerichtet ist. Hat die Fläche *MN* zuerst die Stellung M_1N_1, so werden die von rechts kommenden Strahlen die Grenze der Totalreflexion erzeugen, und man kann diese Grenze durch Drehung der Fläche *MN* um die Achse *O* auf das Fadenkreuz des Fernrohrs einstellen. Ist m_1n_1 die Normale zu M_1N_1, so ist m_1OP der Grenzwinkel *i*. Dreht man nun die Fläche M_1N_1 an der Drehachse in die Stellung M_2N_2, so geben die von links kommenden Strahlen ebenfalls eine Grenze, die man auf das Fadenkreuz einstellen kann. Ist m_2n_2 die Normale zu M_2N_2, so ist m_2OP der Grenzwinkel *i* für diese Stellung. Man muß also, um von der einen Grenze auf die andere einzustellen, die Fläche *MN* um den doppelten Grenzwinkel, um $m_1Om_2 = 2i$, drehen, und da man diese Drehung am Teilkreis ablesen kann, so ist damit *i* gegeben. Zunächst ist der Brechungskoeffizient v ($v > 1$) des Minerals gegen die stärker brechende Flüssigkeit bestimmt, und man hat: $\frac{1}{v} = \sin i$. Sind aber *N* und *n* die Brechungskoeffizienten der Flüssigkeit und des Minerals gegen Luft, so ist (208): $\frac{1}{v} = \frac{n}{N} = \sin i$, also: $n = N \sin i$. Die zu solchen Bestimmungen benutzten Instrumente werden im allgemeinen *Totalreflektometer* genannt. Bei jeder beliebigen Lage der reflektierenden Fläche erhält man denselben Wert für *n*.

Fig. 312.

N ist ein für allemal bekannt. Da sich dieser Wert mit der Temperatur wesentlich ändert, so ist hierauf Rücksicht zu nehmen. Für gelbes Licht beträgt

beim Schwefelkohlenstoff die Verminderung von N bei 1° C. Temperaturzunahme: 0,00080. Die entsprechenden Zahlen sind: 0,00045 beim Monobramnaphtalin und 0,00073 beim Methylenjodid.

(F. Kohlrausch, Verh. d. phys. med. Ges. Würzburg XII. 1877 pag. 1; Wied. Ann. IV. 1878 pag. 1 und XVI. 1882 pag. 603; W. Kohlrausch, Wied. Ann. VI. 1879 pag. 94; Leiß, Zeitschr. f. Kryst. XXX. 1898 pag. 357.)

Nach dem Vorschlag von *Wollaston* kann die Totalreflexion noch in anderer Weise zur Bestimmung der Brechungsexponenten benutzt werden, die den störenden Einfluß der Temperatur wesentlich vermindert. An die Fläche I eines Glasprismas A von bekannter möglichst starker Lichtbrechung wird die zu untersuchende Substanz B mit einer natürlichen oder künstlichen ganz glatten und ebenen Fläche angedrückt, und zur Herstellung eines vollkommenen Kontakts ein Tropfen C einer Flüssigkeit dazwischen gebracht. Der Brechungskoeffizient des Glases sowohl als der der Flüssigkeit muß mindestens etwas höher sein, als der der zu messenden Substanz. Dann läßt man diffuses Licht auf der zweiten Fläche II des Prismas links von der zu untersuchenden Platte eintreten. Dieses erleidet an der letzteren z. T. Totalreflexion und tritt auf der dritten Fläche III des Prismas wieder aus. In einem auf diese gerichteten Fernrohre entsteht dann ganz wie bei der oben beschriebenen Methode eine Grenze zwischen hell und dunkel, die dem Grenzstrahl entspricht und man kann auf dem Goniometer leicht den Winkel messen, den die der Grenze der Totalreflexion entsprechenden Strahlen mit der Normale zur dritten Fläche des Prismas, der Austrittsfläche, einschließen. Hieraus und aus dem Brechungskoeffizienten des Glasprismas ergibt sich dann der Brechungskoeffizient der Substanz.

(K. Feußner, Diss. Marburg 1882; Liebisch, Zeitschr. f. Instrumentenk. IV. 1884 pag. 185 und V. 1885 pag. 13; Danker, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. IV. 1885 pag. 241; Liebisch, N. Jahrb. f. Min. etc 1886 II. pag. 51.)

Pulfrich konstruierte ein auf ähnlichem Prinzip beruhendes Instrument, bei dem aber statt des Prismas ein Kreiszylinder aus stark lichtbrechendem Glase benutzt wird, auf dessen Basis die zu untersuchende Substanz mit einer möglichst ebenen Fläche, gleichfalls mit einem Tropfen einer stark lichtbrechenden Flüssigkeit dazwischen, gelegt wird.

(Zeitschr. f. Instrumentenk. VII. 1887 pag. 16. 55. 392; Wied, Ann. 30. 31. 1887 pag. 193. 317. 487, resp. pag. 724. 734; Mühlheims, Zeitschr. f. Kryst. XIV. 1888 pag. 206.)

Das vollkommenste Instrument dieser Art ist das Abbe-Czapskische *Krystallrefraktometer*, wo der Zylinder Pulfrichs durch eine Halbkugel ersetzt ist, die oben eine nach einem Großkreis angeschliffene ebene Fläche trägt. Auf diese wird die zu untersuchende Substanz wie bei den anderen genannten Instrumenten gelegt.

(Czapski, Zeitschr. f. Instrumentenk. X. 1890 pag. 246. 269; W. Feußner, Sitzgsber. d. Ges. z. Beförderung d. ges. Naturw. Marburg 1893 pag. 5; Viola, Zeitschr. f. Instrumentenk. 19. 1899 pag. 335; Zeitschr. f. Kryst. 30. 1899 pag. 417 und 32. 1899 pag. 66.)

Siehe auch die in (3) B angeführten Werke von Groth, Leiß, Liebisch, Soret etc. für die Theorie der Bestimmung der Brechungskoeffizienten mittels der Totalreflexion und die dazu dienenden Instrumente nicht nur bei isotropen, sondern auch bei anisotropen Substanzen, von denen unten eingehender speziell die Rede sein wird. Einfaches Refraktometer: Bertrand, Bull. soc. franç. de min. Bd. 8. 9. 10. 1885—87.

Eine Methode zur annähernden Ermittlung der Brechungskoeffizienten, wie sie für die praktischen Zwecke der Mineralbestimmung zuweilen wünschenswert ist, beruht darauf, daß ein fester Körper in einer gleich stark lichtbrechenden Flüssigkeit bei gleicher Farbe keine scharfen Umrisse mehr zeigt. Man verfährt in der Weise, daß man, etwa durch Verdünnen von Kaliumquecksilberjodid mit Wasser, eine nicht

zu geringe Anzahl von verschiedenen Flüssigkeiten mit bekannten möglichst allmählich steigenden Brechungskoeffizienten herstellt und dann das zu untersuchende Stück in die einzelnen Gläser der Reihe nach hineinwirft. Wo die Umrisse am vollständigsten verschwinden — am besten ist es, die Beobachtung im homogenen Licht, etwa im *Na*-Licht, vorzunehmen — ist die größte Übereinstimmung der Lichtbrechung. Der Brechungskoeffizient kann an dem betreffenden Glase abgelesen werden. Diese Methode eignet sich am besten für farblose Substanzen. Sie kann in ganz analoger Weise auch für anisotrope Krystalle angewendet werden, bei denen man einen mittleren Wert für die Brechungskoeffizienten erhält. (Vergl. Schröder van der Kolk, Tabellen zur mikroskopischen Bestimmung der Mineralien nach ihrem Brechungsindex. 1900.)

Anisotrope Medien.

Verhalten sich nicht nach allen Richtungen optisch gleich.

212. Schwingungsrichtungen. Nach der Ansicht von Fresnel ist der Äther in anisotropen Medien (201) so beschaffen, daß seine Elastizität nicht nach allen Richtungen gleich ist, sondern sich mit der Richtung ändert, während die Dichte für jede Substanz unabhängig von der Richtung stets denselben Wert hat. Das Licht wird also nicht mehr nach allen Seiten mit derselben Geschwindigkeit fortgepflanzt, sondern diese ändert sich ebenfalls mit der Richtung. Die Wellenfläche kann also keine Kugel mehr sein. Auch hier gilt noch die Gleichung: $v = \sqrt{\frac{e}{d}}$ (vergl. 203); aber während die Geschwindigkeit in jedem isotropen Medium wegen der Konstanz von e und d für alle Richtungen denselben Wert hat, ändert sich hier der Wert von v gleichzeitig mit dem von e mit der Richtung. Sind v_1 und v_2 die Geschwindigkeiten, mit welchen in demselben anisotropen Medium Schwingungen fortgepflanzt werden, die in Richtungen mit den Elastizitäten e_1 und e_2 stattfinden, so ist, da hier d konstant:

$$v_1 : v_2 = \sqrt{\frac{e_1}{d}} : \sqrt{\frac{e_2}{d}} = \sqrt{e_1} : \sqrt{e_2},$$

d. h. die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten zweier verschiedener Wellen in demselben anisotropen Medium verhalten sich wie die Quadratwurzeln aus den Elastizitäten des Äthers in den Richtungen, in welchen die Schwingungen der beiden Wellen vor sich gehen. Es handelt sich dabei stets nur um die Elastizität in der Richtung senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung, in welcher die Schwingungen stattfinden, nicht um die in der Fortpflanzungsrichtung herrschende; diese ist vollkommen gleichgültig. Daher ist es auch möglich, daß in derselben Richtung in einem anisotropen Krystall sich zwei Wellen mit verschiedener Geschwindigkeit fortpflanzen, wenn die Schwingungen der

beiden Wellen in zwei der unendlich vielen, auf der Fortpflanzungsrichtung senkrechten Richtungen vor sich gehen.

In jedem anisotropen Krystall können sich in der Tat in derselben Richtung zwei, und nur zwei, Wellen gleichzeitig und mit verschiedenen Geschwindigkeiten fortpflanzen, die ihre Schwingungen in zwei zueinander senkrechten Richtungen normal zur Fortpflanzungsrichtung ausführen. Diese beiden Richtungen sind die sog. *Schwingungsrichtungen* des Krystalls für die betreffende Fortpflanzungsrichtung. Sie fallen zusammen mit den stets zueinander senkrechten beiden Richtungen, in welchen der Äther in einer zur Fortpflanzungsrichtung der beiden Wellen senkrechten Ebene die größte und die kleinste Elastizität besitzt. Sind e_g und e_k diese beiden Elastizitäten und v_g und v_k die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der beiden entsprechenden Wellen, dann ist:

$$v_g : v_k = \sqrt{e_g} : \sqrt{e_k}.$$

Beim Hindurchgehen durch einen anisotropen Krystall wird also das Licht polarisiert und zwar die beiden in derselben Richtung sich fortpflanzenden Wellen senkrecht zueinander. Wir haben somit ein zweites Mittel, gewöhnliches Licht in polarisiertes zu verwandeln (vergl. (207) und (219)).

213. Doppelbrechung. Die Grösse der Ablenkung (Brechung) beim Übergang einer Welle aus einem Medium in ein anderes ist für jede Farbe und Temperatur lediglich von der Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Lichts in beiden Medien (205) abhängig. Somit müssen, wie die Huyghenssche Konstruktion in bekannter Weise zeigt, die beiden Wellen, welche sich in einem anisotropen Krystall in derselben Richtung, aber mit verschiedener Geschwindigkeit fortpflanzen, beim Austreten in Luft verschieden stark abgelenkt werden, also ihren Weg in der Luft in zwei verschiedenen, einander allerdings sehr naheliegenden Richtungen fortsetzen. Dabei erleidet auch hier die rascher im Krystall sich fortpflanzende Welle eine geringere Ablenkung, als die langsamere. Ebenso werden aber auch, wenn auf einen solchen Krystall eine ebene Lichtwelle von außen einfällt, in demselben zwei Schwingungen erregt, welche zwei mit verschiedener Geschwindigkeit und in verschiedener Richtung im Krystall sich fortpflanzende Wellen (resp. Strahlen) liefern. Diese können ebenfalls mittels der Huyghensschen Konstruktion aufgefunden werden. Bei jedem solchen Übergang aus dem anisotropen Krystall in ein anderes Medium, z. B. Luft, oder umgekehrt entstehen also im allgemeinen aus einer Fortpflanzungsrichtung des Lichts deren zwei, eine einfallende Lichtwelle (Lichtstrahl) zerfällt bei der Brechung in zwei Wellen, resp. Strahlen, die sich im zweiten Medium unter verschie-

denen Richtungen fortpflanzen. Die anisotropen Krystalle heißen daher *doppeltbrechend* im Gegensatz zu den *einfach lichtbrechenden* isotropen Substanzen, wo jeder einfallenden Welle nur eine einzige des gebrochenen Lichts entspricht. Die Erscheinung selbst heißt die *doppelte Lichtbrechung* (Doppelbrechung). Dieselbe äußert sich u. a. darin, daß, wenn man durch einen doppeltbrechenden Körper hindurch einen leuchtenden Punkt betrachtet, derselbe doppelt erscheint (218). Je größer der Winkel ist, den die beiden so entstehenden Strahlen miteinander machen, desto stärker ist die Doppelbrechung, desto weiter sind dann auch die beiden Bilder voneinander entfernt, die bei der Betrachtung eines Gegenstands durch einen doppeltbrechenden Körper hindurch erscheinen. Am bequemsten ist dies im allgemeinen mittels eines Spaltungsstücks von Kalkspat zu beobachten. Die beiden durch Doppelbrechung entstehenden Wellen (Strahlen) sind stets vollständig polarisiert und zwar senkrecht zueinander (212); Doppelbrechung ohne Polarisation ist undenkbar.

214. Optische Achsen. Es gibt in jedem doppeltbrechenden Krystall eine resp. zwei Richtungen, in welchen sich nur eine einzige Welle durch denselben hindurch bewegen kann, in welchen also nur einfache Lichtbrechung und keine Polarisation stattfindet, und in welchen daher auch nur einfache Bilder eines Lichtpunkts gesehen werden. Solche Richtungen heißen *optische Achsen*. Man unterscheidet nach der Zahl derselben *einachsige* und *zweiachsige* Krystalle. Die ersteren umfassen alle Krystalle mit einer Hauptachse, also alle, die dem hexagonalen und quadratischen System angehören, und die optische Achse ist stets der Hauptachse parallel. Die Richtung wird daher meist kurz als die Achse der einachsigen Krystalle bezeichnet. Zweiachsig sind die sämtlichen Krystalle des rhombischen, monoklinen und triklinen Systems (vergl. (214) und (224)).

Einachsige Krystalle.

Die hierhergehörigen hexagonalen und quadratischen Krystalle verhalten sich in Beziehung auf die allgemeinen optischen Eigenschaften völlig gleich und können auf optischem Wege nicht unterschieden werden. Auch bei ihnen ist, wie bei den regulären Krystallen, die optische Symmetrie höher als die krystallographische. Bei beiden ist die zur Achse normale Ebene Symmetrieebene; in optischer Hinsicht ist auch jede durch die Achse gehende Ebene (Hauptschnitt) Symmetrieebene, aber nicht für die krystallographische Begrenzung.

215. Allgemeine Eigenschaften. In *einachsigen* Krystallen ist nach den Annahmen von Fresnel der Äther so beschaffen, daß seine Elastizität in der Richtung der Achse $= e$ und ein Maximum (resp. Minimum), in allen darauf senkrechten Richtungen dagegen $= o$ und ein

Minimum (resp. Maximum) ist. In den Zwischenrichtungen ist die Elastizität eine intermediäre, und zwar ist sie in allen solchen Richtungen gleich, die gegen die Achse gleiche Neigung haben. Danach ist die Elastizität in allen durch die Achse hindurchgehenden Ebenen, den sog. *Hauptschnitten*, ganz gleich verteilt. Sie nimmt in jedem Hauptschnitt von der Richtung der Achse nach der darauf senkrechten in der Ebene der Nebenachsen gelegenen Richtung ganz stetig und in ganz gleicher Weise ab (resp. zu) und zwar nach einem Gesetz, das wir unten speziell kennen lernen werden (216).

Krystalle, bei denen die Elastizität des Äthers in der Richtung der Achse ein *Maximum* ist, wo also $e > o$, heißen *negativ* (—), z. B. Kalkspat. Solche, wo die Elastizität in der Richtung der Achse ein *Minimum*, bei denen also $e < o$, heißen *positiv* (+), z. B. Quarz.

Die beiden nach irgend einer Richtung in einem solchen Krystall sich fortpflanzenden Wellen schreiten mittels Schwingungen vorwärts, welche senkrecht und parallel zu dem Hauptschnitt sind, in welchem die Fortpflanzungsrichtung liegt, d. h. senkrecht und parallel zu einer Ebene, welche man durch die Fortpflanzungsrichtung und die Richtung der Hauptachse legen kann. Die Schwingungsrichtungen der Wellen in einachsigen Krystallen sind also für jede Fortpflanzungsrichtung senkrecht und parallel zu dem durch diese letzteren bestimmten Hauptschnitt. Der Grund liegt darin, daß die Elastizität des Äthers senkrecht zu dem Hauptschnitt, also senkrecht zu der in diesem liegenden Fortpflanzungsrichtung und der Achse des Krystalls, bei + Krystallen den größten, bei — Krystallen den kleinsten in dem Krystall überhaupt möglichen Wert hat (212). Andere Lichtschwingungen als solche senkrecht und parallel zu diesem Hauptschnitt können in einem einachsigen Krystall in der betreffenden Richtung nicht fortgepflanzt werden.

Alle senkrecht zu einem Hauptschnitt schwingenden Lichtbewegungen müssen sich im Krystall stets mit derselben Geschwindigkeit fortpflanzen, die Fortpflanzungsrichtung mag sein, welche sie will; denn diese Schwingungen gehen alle senkrecht zur Achse vor sich, und in allen diesen Richtungen ist ja die Elastizität des Äthers im ganzen Krystall dieselbe, nämlich $= o$. Eine solche Lichtbewegung verhält sich also, wie wenn sie in einem isotropen Medium stattfände; ihre Geschwindigkeit ist konstant und von der Richtung der Fortpflanzung im Krystall (von der Neigung derselben gegen die optische Achse) vollkommen unabhängig. Bei einer im Hauptschnitt schwingenden Lichtbewegung ändert sich mit der Fortpflanzungsrichtung auch die Schwingungsrichtung in ihrer Neigung zur Achse und damit die Fortpflanzungsgeschwindigkeit. Diese ist nur in allen solchen Richtungen gleich, welche zur Achse gleich geneigt sind, entsprechend

den Verhältnissen der Elastizität des Äthers, und nimmt von der Richtung parallel der Achse bis zu der Richtung senkrecht darauf stetig ab bei + Krystallen, resp. zu bei — Krystallen. Eine Lichtbewegung, deren Fortpflanzung durch Schwingungen im Hauptschnitt geschieht und deren Fortpflanzungsgeschwindigkeit sich daher mit der Richtung ändert, heißt eine *außerordentliche* (extraordinäre, außerordentliche Wellen und Strahlen). Dagegen wird eine Lichtbewegung, die mit Schwingungen senkrecht zum Hauptschnitt, also mit konstanter Geschwindigkeit fortschreitet, eine *ordentliche* (ordinäre, ordentliche Wellen und Strahlen) genannt. Das ordentliche Licht ist also stets in dem Hauptschnitt, das außerordentliche senkrecht zu dem Hauptschnitt polarisiert, in dem die Fortpflanzungsrichtung liegt.

216. Wellenfläche (Strahlenfläche). In *positiven* Krystallen wird sich eine Lichtbewegung in der Richtung der Achse, also mit Schwingungen senkrecht zur Achse, mit einer Geschwindigkeit $\mathfrak{o}$ fortpflanzen, die größer ist, als die Fortpflanzungsgeschwindigkeit $\mathfrak{e}$ einer solchen senkrecht zur Achse, also mit Schwingungen parallel der Achse, weil die Elastizität des Äthers e parallel der Achse kleiner ist, als diejenige o senkrecht dazu (215). Die Geschwindigkeit $\mathfrak{o}$ ist die größte, $\mathfrak{e}$ die kleinste überhaupt in dem betreffenden Krystall mögliche Fortpflanzungsgeschwindigkeit. Bei *negativen* Krystallen ist dies alles gerade umgekehrt. In beiden Fällen besteht aber das Verhältnis (212):

$$\mathfrak{o} : \mathfrak{e} = \sqrt{o} : \sqrt{e}.$$

Je größer die Differenz zwischen $\mathfrak{o}$ und $\mathfrak{e}$, resp. o und e, desto größer ist die Doppelbrechung des Krystalls, desto weiter können die durch ihn hindurch gesehenen beiden Bilder eines leuchtenden Punkts auseinanderrücken.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit in einer intermediären Richtung erhält man, wenn man $\mathfrak{o} = \sqrt{o}$ in der Richtung der Hauptachse, $\mathfrak{e} = \sqrt{e}$ senkrecht dazu aufträgt und über beiden als Achsen eine Ellipse konstruiert. Eine außerordentliche Lichtbewegung, deren Fortpflanzungsrichtung mit der Achse den Winkel α macht, hat eine Geschwindigkeit, welche gleich ist dem Radius der Ellipse, welcher mit der Achse denselben Winkel α einschließt (Fig. 313 für einen positiven, Fig. 314 für einen negativen Krystall). Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit einer ordentlichen Lichtbewegung ist nach allen Richtungen dieselbe, nämlich $\mathfrak{o}$. In der Richtung der Achse bewegt sich also alles Licht mit derselben Geschwindigkeit $\mathfrak{o}$, hier hört der Unterschied zwischen ordentlicher und

+ α

Fig. 313.

− α

Fig. 314.

außerordentlicher Lichtbewegung daher auf. Es findet hier somit in der Tat keine Doppelbrechung statt. Das in der Richtung der Achse gehende Licht wird nicht polarisiert.

Wird also im Innern eines einachsigen Krystalls der Äther an einem Punkt O erschüttert, so breitet sich gleichzeitig eine ordentliche und eine außerordentliche Welle um O herum aus. Die erstere schreitet nach allen Seiten mit der Geschwindigkeit $\mathfrak{o}$ fort, die ordentliche Wellenfläche (Strahlenfläche) ist also eine Kugel um O mit dem Halbmesser $\mathfrak{o}$. Die letztere bewegt sich nur in der Richtung der Achse mit der Geschwindigkeit $\mathfrak{o}$, senkrecht dazu mit der Geschwindigkeit $\mathfrak{e}$, in allen intermediären Richtungen mit Geschwindigkeiten, welche man aus den oben genannten Ellipsen in der angegebenen Weise erhält. Da sich in allen Hauptschnitten des Krystalls die außerordentlichen Wellen ganz in derselben Weise fortpflanzen, so daß dies in gleich zu der Achse geneigten Richtungen auch stets mit derselben Geschwindigkeit geschieht, so muß die außerordentliche Wellenfläche ein Rotationsellipsoid sein, dessen Rotationsachse der Richtung nach die Hauptachse und dessen Meridiane die genannten Ellipsen sind; dessen Rotationsachse der Länge nach $= \mathfrak{o}$, dessen Äquatorialachse $= \mathfrak{e}$ ist. In der Richtung der Achse ist die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der ordentlichen sowohl als der außerordentlichen Welle $= \mathfrak{o}$, somit berühren sich beide Wellenflächen an den Enden der Hauptachse, umfassen sich aber im übrigen, und zwar umgibt bei + Krystallen die kugelförmige ordentliche Wellenfläche die elliptische außerordentliche (Fig. 313), bei — Krystallen umgibt die elliptische außerordentliche die kuglige ordentliche (Fig. 314). Hieraus folgt dann unmittelbar, daß bei + Krystallen die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der außerordentlichen Wellen stets kleiner, bei — Krystallen stets größer ist, als die ordentlichen Wellen.

217. Charakter der Doppelbrechung. Wenn eine ebene Lichtwelle in der Richtung AB (Fig. 315, 316) die irgendwie gelegene ebene Grenzfläche MN eines einachsigen Krystalls trifft, dessen Hauptachse nach BC gerichtet ist, so wird diese Welle doppelt gebrochen; nach Bo geht die ordentliche, nach Be die außerordentliche gebrochene Welle. Da bei negativen Krystallen die ordentliche Welle sich langsamer fortpflanzt, als die außerordentliche, so wird sie stärker gebrochen als letztere (213, 216), bei positiven Krystallen ist dies umgekehrt. Die Fortpflanzungsrichtung der außerordentlichen Welle Be ist daher bei negativen Krystallen stets von der Hauptachse BC weiter entfernt, als die Richtung der ordentlichen Welle Bo (Fig. 316),

Fig. 315. Fig. 316.

sie wird von der Achse gleichsam abgestoßen; bei positiven Krystallen ist sie näher bei der Achse BC, sie wird von der Achse gleichsam angezogen (Fig. 315), daher heißen — Krystalle auch *repulsiv*, + Krystalle *attraktiv*.

Die Fortpflanzungsrichtungen der ordentlichen und außerordentlichen Wellen Bo und Be (die ordentliche und außerordentliche Wellennormale) folgen bei der Brechung dem gewöhnlichen Brechungsgesetz (205). Was die gebrochenen Strahlen betrifft, so fällt der ordentliche Strahl mit der ordentlichen Wellennormale Bo stets zusammen, er folgt also ebenfalls in jeder Beziehung dem allgemeinen Brechungsgesetz. Der gebrochene außerordentliche Strahl fällt aber mit der außerordentlichen Wellennormale Be im allgemeinen nicht mehr zusammen und folgt nicht dem allgemeinen Brechungsgesetz. Er liegt sogar nicht einmal stets in der Einfallsebene des Strahls AB. Dies geschieht nur, wenn AB in dem durch das Einfallslot bestimmten Hauptschnitt oder senkrecht dazu einfällt; in allen anderen Fällen tritt der gebrochene außerordentliche Strahl aus der Einfallsebene heraus. Sein Brechungsgesetz ist dann ziemlich kompliziert und wird mittels der Huyghensschen Konstruktion angegeben.

218. Doppelbrechung im Kalkspat. Am geeignetsten zur Beobachtung der Erscheinungen der Doppelbrechung ist der rhomboedrische, also einachsige Kalkspat. Er ist sehr stark doppeltbrechend und findet sich in großen durchsichtigen Massen, aus denen man schöne Spaltungsrhomboeder herstellen kann. Wegen der sehr starken Doppelbrechung nennt man die durchsichtige Varietät des Kalkspats *Doppelspat*. An ihm beobachtet man bezüglich der Doppelbrechung folgendes: Legt man ein Spaltungsstück auf ein weißes, mit einem schwarzen Punkt versehenes Papier, so sieht man von oben aus zwei Bilder des Punkts, beide in dem vertikalen Hauptschnitt des Krystalls gelegen. Befindet sich das Auge senkrecht über dem Punkte m (Fig. 317), so sieht man das eine Bild senkrecht nach unten an der Stelle, wo der Punkt m selbst ist, das andere im vertikalen Hauptschnitt etwas nach der unteren stumpfen Ecke c des Spaltungsstücks hin verschoben bei m_1. Die Entfernung der Bilder bleibt dieselbe, ob man das Auge der Fläche nähert, oder von ihr entfernt, dagegen ist ihre Entfernung größer bei dickeren, als bei dünneren Stücken. Dreht man den Kalkspat um eine Achse $o_1 m$ senkrecht zu der Spaltungsfläche, auf welche man sieht, so bleibt das Bild m an seiner Stelle, das Bild m_1 dagegen dreht sich mit, indem es immer in dem vertikalen Hauptschnitt bleibt. Beide Bilder m und m_1 haben dabei stets dieselbe Helligkeit und dieselbe Entfernung voneinander. Das nicht abgelenkte Bild m ist das ordentliche, das abgelenkte Bild m_1 das außerordentliche. Betrachtet man einen fernen Punkt durch einen Kalkspat, so sind die Erscheinungen ganz ähnlich. Sieht man in einer anderen Richtung als senkrecht zum Blätterbruch durch den Krystall, so sind die beiden Bilder

Fig. 317.

bei gleicher Dicke des letzteren um so entfernter, je mehr diese Richtung sich der Normale zur Achse nähert, bis zu einem bestimmten Punkt; von da ab nähern sie sich einander wieder. Senkrecht zur Achse, also durch zwei gegenüberliegende Prismenflächen gesehen, decken sie sich, wie die Huyghensche Konstruktion zeigt. Die beiden Bilder sind einander um so näher, je näher die Richtung, in der man durch den Krystall hindurchsieht, der Richtung der Achse ist. Längs der Achse gesehen, erhält man überhaupt nur ein einziges Bild; nach der Achse findet keine Doppelbrechung statt.

Alle anderen einachsigen Krystalle zeigen dieselben Erscheinungen wie der Kalkspat, doch ist bei den meisten die Doppelbrechung viel schwächer. Die beiden Bilder liegen sich dann näher und vielfach überdecken sie sich sogar teilweise, selbst in der Stellung, in der sie das Maximum der Entfernung haben. Die Erscheinung tritt dann vielfach nicht mehr in der angegebenen Weise hervor, und viele Krystalle erscheinen bei dieser direkten Beobachtung einfachbrechend, während sie doch tatsächlich doppeltbrechend sind, oder sie lassen doch die Art ihrer Lichtbrechung zweifelhaft. Die beiden Bilder treten aber weiter auseinander und lassen dann die Doppelbrechung auch bei geringerer Stärke oft noch deutlich erkennen, wenn man einen Punkt statt durch eine planparallele Platte durch ein Prisma aus dem betreffenden Krystall betrachtet. (Erkennung der Doppelbrechung auf indirektem Wege im Polarisationsinstrument vergl. (237) ff.)

219. Nicolsches Prisma. Turmalinplatte. Der Umstand, daß doppeltbrechende Körper das durch sie hindurchgehende Licht vollkommen polarisieren (213), wird zur Herstellung von Apparaten benützt, welche Licht liefern, das in einer bestimmten Ebene polarisiert ist. Es handelt sich dabei darum, die eine der beiden durch die Doppelbrechung erhaltenen Wellen zu eliminieren und nur die andere ins Auge gelangen zu lassen. Man benützt dazu am häufigsten Turmalin- und Kalkspatkrystalle, beide dem hexagonalen Krystallsystem angehörig, doch können auch andere doppeltbrechende Krystalle verwendet werden.

Schleift man eine Platte von *Turmalin* von dunkelbrauner oder -grüner Farbe (hellgefärbte sind untauglich) parallel mit der Hauptachse, so wird beim Hindurchgehen des Lichts die dabei entstehende ordentliche Welle total absorbiert (262) und nur die außerordentliche gelangt, stark gefärbt, ins Auge. Man hat also nur in die Fortpflanzungsrichtung eines Strahlenbündels gewöhnlichen Lichts eine solche Turmalinplatte einzuschalten, um ein Bündel polarisierter Lichtstrahlen zu erhalten, deren Schwingungen parallel mit der Achse des Turmalins vor sich gehen.

Um statt des gefärbten Lichts, das der Turmalin liefert, weißes zu erhalten, benützt man den *Doppelspat*, in welchem man die Beseitigung des einen und zwar des ordentlichen Strahls künstlich bewirken kann. Man schleift an ein längliches Doppelspatspaltungsstück, dessen Umriß in dem durch die lange Endkante BD gehenden Hauptschnitt durch das Parallelogramm $ABCD$ darstellt (Fig. 318), zwei neue Flächen AB_1 und C_1D an, welche wie die beiden Spaltungsflächen AB und CD auf dem Hauptschnitt $ABCD$ senkrecht stehen und mit AB und CD Winkel von je 3^0 machen. Dann zersägt man das Spaltungsprisma senkrecht zu $ABCD$, so daß die Trennungsfläche B_1C_1 mit AB_1 und C_1D Winkel von 90^0 macht, poliert die beiden Schnittflächen und klebt die beiden Hälften mittels Canadabalsam genau in der alten Lage wieder aufeinander. Der Balsam hat einen Brechungskoeffizienten, welcher

Fig. 318.

zwischen denen der ordentlichen und außerordentlichen Welle im Kalkspat in der Mitte steht. Fällt nun auf die Fläche AB_1 ein gewöhnlicher Lichtstrahl *ab* parallel zur Kante *BD* ein, so wird er doppelt gebrochen, und zwar, weil der Kalkspat — ist, der ordentliche stärker nach *bo*, der außerordentliche weniger stark nach *be*. Der ordentliche Strahl *bo* wird an dem optisch weniger dichten Canadabalsam total reflektiert und durch Ablenken nach *od* beseitigt; der außerordentliche Strahl *be* geht durch die Balsamschicht hindurch nach *ef* und verläßt den Kalkspat nach $fg \parallel ab$. Dieser Apparat heißt nach seinem Erfinder ein *Nicolsches* Prisma oder kurz ein *Nicol*. Das durch einen solchen Apparat gegangene Licht ist senkrecht zum Hauptschnitt polarisiert, die Schwingungen gehen somit im Hauptschnitt, also in der von der *kurzen* Diagonale des Querschnitts des Spaltungsrhomboeders bestimmten Richtung vor sich. Dieser Hauptschnitt wird auch wohl die Schwingungsebene des Nicols genannt. Die Nicols sind die bequemsten und am häufigsten angewendeten polarisierenden Apparate, die zur Zeit bekannt sind.

Übrigens sind diese Prismen zuweilen auch in etwas anderer Weise konstruiert, was aber in der Hauptsache ihre Wirkung nicht wesentlich ändert. (K. Feußner, Zeitschr. für Instrumentenkunde Bd. IV. 1884 pag. 41.) Auch aus anderen Substanzen (Natronsalpeter etc.) werden sie zuweilen hergestellt, statt aus Kalkspat.

220. Brechungskoeffizienten. Kennt man die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten $\mathfrak{e}$ und $\mathfrak{o}$ der in der Richtung der Achse und senkrecht dazu schwingenden außerordentlichen Wellen in einem einachsigen Krystall, so folgen daraus die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der in intermediären Richtungen schwingenden Wellen nach (216). Durch die Kenntnis von $\mathfrak{e}$ und $\mathfrak{o}$ für jede Farbe und Temperatur sind somit einachsige Krystalle in der Hauptsache optisch bestimmt. Diese Werte werden aber ermittelt durch die Brechungskoeffizienten ε und ω der Wellen, welche parallel und senkrecht zur Achse schwingen, der sog. *Hauptbrechungskoeffizienten*. Sie sind für alle Krystalle derselben Substanz dieselben, ändern sich aber von einer Substanz zur anderen. Man bezeichnet sie auch als die optischen Konstanten der einachsigen Krystalle.

Die Brechungskoeffizienten sind wie bei isotropen Substanzen (205) die reciproken Werte der entsprechenden Fortpflanzungsgeschwindigkeiten und man hat die Formeln:

$$\mathfrak{o} = \sqrt{o} = \frac{1}{\omega}; \quad \mathfrak{e} = \sqrt{e} = \frac{1}{\varepsilon}.$$

ω und ε sind die größten und kleinsten Brechungskoeffizienten, die in einem Krystall überhaupt vorkommen können. ω ist der *ordentliche* (ordinäre) Brechungskoeffizient; er gilt für ordentliche Wellen durchaus. ε ist der *außerordentliche* (extraordinäre) Brechungskoeffizient; er gilt für diejenigen außerordentlichen Wellen, die sich, in der Richtung der Hauptachse schwingend, senkrecht zu dieser fortpflanzen. Für außerordentliche Schwingungen, die weder nach der Achse noch senkrecht dazu stattfinden, gelten Brechungskoeffizienten, die zwischen ω und ε liegen und zwar entsprechend dem durch die

Wellen- oder Strahlenfläche dargestellten Gesetz. Für + Krystalle ist stets $\omega < \varepsilon$, z. B. beim Quarz: $\omega = 1{,}54418$; $\varepsilon = 1{,}55328$. Für — Krystalle ist $\omega > \varepsilon$, z. B. beim Kalkspat: $\omega = 1{,}6583$; $\varepsilon = 1{,}4864$, bei beiden Mineralien für Natriumlicht (Linie D des Spektrums). Da die Hauptbrechungskoeffizienten durch die obigen Formeln direkt mit der Elastizität des Äthers in der Richtung der Achse und senkrecht dazu in Verbindung stehen, so geben sie auch ein Maß für die Doppelbrechung. Ein Krystall ist um so stärker doppeltbrechend, je größer die Differenz der beiden Hauptbrechungskoeffizienten $\omega - \varepsilon$ für —, $\varepsilon - \omega$ für + Krystalle. Der Kalkspat, wo $\omega - \varepsilon = 0{,}1719$, ist viel stärker doppeltbrechend, als der Quarz, bei dem $\varepsilon - \omega = 0{,}0091$ und die Doppelbrechung selbst ist $= 0{,}1719$ resp. $= 0{,}0091$.

Unter den bisher bekannten einachsigen Krystallen ist das quadratische *Calomel*, die am stärksten doppeltbrechende, zugleich die am stärksten doppeltbrechende Substanz überhaupt; bei ihm ist: $\omega = 1{,}97325$ und $\varepsilon = 2{,}65618$, die Doppelbrechung also: $\varepsilon - \omega = 0{,}68293$ für *Na*-Licht, für *Tl*-Licht ist sogar: $\varepsilon - \omega = 0{,}722$. Sehr stark doppeltbrechend ist auch der *Zinnober* (diff. = 0,347) und der Rutil (0,287, beide für rotes Licht). Sehr schwach doppeltbrechend sind dagegen der *Nephelin* ($\omega = 1{,}541$; $\varepsilon = 1{,}537$; diff. = 0,004) und der *Leucit* ($\omega = 1{,}508$; $\varepsilon = 1{,}509$; diff. = 0,001).

Die *Bestimmung der Brechungskoeffizienten* einachsiger Krystalle erfolgt mut. mut. nach denselben Methoden, wie die isotroper Substanzen (211). Man erhält dabei stets dieselben Werte für alle Schwingungen senkrecht zur Hauptachse, sie mögen sonst in einer Richtung vor sich gehen, in welcher sie wollen, also stets dieselben Werte für ω. Die Elastizität des Äthers ist demnach in allen Richtungen senkrecht zur Achse die gleiche, wie es der Annahme von Fresnel (215) entspricht. Ermittelt man die Brechungskoeffizienten für Lichtschwingungen, die in einem Hauptschnitt in allen Azimuten von der Hauptachse bis zur Richtung senkrecht dazu vor sich gehen, so findet man für die Schwingungen parallel der Achse stets einen größten und für die senkrecht darauf stattfindenden einen kleinsten Wert oder umgekehrt. Die Änderung der Ätherelastizität von einer Richtung zur anderen findet in allen Hauptschnitten in der gleichen Weise und stets ebenfalls der Ansicht von Fresnel gemäß statt, wie sie durch die Wellenfläche dargestellt ist. Die Methoden, um die es sich hier hauptsächlich handelt, sind nun die folgenden:

1. Methode mit dem Prisma. Die Prismen müssen so geschliffen sein, daß bei der Minimalablenkung die senkrecht zur brechenden Kante hindurchgehenden Wellen das Prisma in der Richtung der Hauptachse oder senkrecht dazu durchziehen. Die Schwingungen der Wellen im Prisma müssen dann in der Tat senkrecht resp. parallel mit der Achse vor sich gehen, wie es für die Wellen, welche ω und ε geben sollen, nach dem Obigen erforderlich ist. Dies wird am besten

erreicht, wenn man die brechende Kante der Hauptachse parallel macht oder unter Umständen auch, wenn man das Prisma so schleift, daß die Hauptachse in der den brechenden Winkel halbierenden Ebene auf der brechenden Kante des Prismas senkrecht steht. Weniger empfiehlt es sich, die brechende Kante senkrecht zur Hauptachse zu legen, so daß diese letztere auf der Halbierungslinie des brechenden Winkels senkrecht steht.

In Fig. 319 sei die brechende Kante N des Prismas der Hauptachse des Krystalls parallel, die Prismenflächen MN und NP sind dann ebenfalls der Hauptachse parallel, können aber sonst ganz beliebig liegen. Minimalablenkung findet auch hier statt, wenn die Wellen den Krystall in der Richtung BC durchziehen, welche gegen MN und NP gleich geneigt und zur brechenden Kante senkrecht ist. In dieser Richtung gehen aber zwei Wellen, die ordentliche und die außerordentliche mit verschiedener Geschwindigkeit hindurch, die eine, außerordentliche, mit Schwingungen parallel der brechenden Kante N (Achse); die andere, ordentliche, senkrecht dazu nach NO schwingend, welches so liegt, daß $MNO = PNO$, also $NO \perp BC$ ist. Wegen der verschiedenen Geschwindigkeit beider Wellen treten sie bei C nach verschiedenen Richtungen CD_o und CD_e aus, sie müssen also auch aus verschiedenen Richtungen A_oB und A_eB auf der Fläche MN in B ankommen. Man muß somit für die ordentliche und die außerordentliche Welle die Minimalablenkung getrennt aufsuchen und erhält daraus dann ω und ε nach der oben (211) mitgeteilten Formel. Man unterscheidet beide Wellen mittels eines auf das Okular des Beobachtungsfernrohrs aufgesetzten Nicols. Ist dessen Schwingungsebene der brechenden Kante parallel, dann können nur Schwingungen parallel dieser Kante d. h. parallel der Achse hindurch und man erhält ε. Ist dagegen die Schwingungsebene des Nicols senkrecht zur Kante, so sind die hindurchgehenden Schwingungen senkrecht zur Achse und man erhält ω, wobei dann immer Farbe und Temperatur noch besonders zu berücksichtigen sind.

Fig. 319.

Man erhält dabei stets denselben Wert für den ordentlichen Brechungskoeffizienten ω, d. h. für Schwingungen senkrecht zur Achse c, das Prisma mit der brechenden Kante parallel zu dieser mag in dem Krystall orientiert sein wie es will, die Flächen NM und NP mögen diese oder jene Lage $\parallel c$ haben und die Fortpflanzungsrichtung BC, sowie die Schwingungsrichtung ON mögen, beide in der Ebene der Nebenachsen, also senkrecht zu c, irgendwie gerichtet sein. Dies ist nur möglich, wenn die Elastizität des Äthers in allen Richtungen senkrecht zur Achse den gleichen Wert hat, wie es der Annahme von Fresnel entspricht.

Ist dagegen die brechende Kante N auf der Hauptachse senkrecht, dann sei die letztere zunächst nach NO (Fig. 319) gerichtet, so daß sie den brechenden Winkel MNP halbiert. Nun sind die beiden Flächen MN und NP des Prismas gegen die Hauptachse NO gleich geneigt, können aber sonst beliebig liegen. In

diesem Fall schwingt von den beiden bei der Minimalablenkung nach BC durch das Prisma gehenden Wellen die eine, ordentliche, senkrecht zur Achse, also parallel mit der brechenden Kante N, die andere, außerordentliche, parallel mit der Achse NO. Bei einem solchen Prisma muß die Schwingungsebene des Nicols, umgekehrt wie vorhin, parallel mit der brechenden Kante des Prismas sein, wenn man ω, senkrecht dazu und parallel NO, wenn man ε erhalten will.

Sind die beiden Prismenflächen MN und NP gegen die Achse nicht gleich geneigt, so daß die Achse nach NO gerichtet ist, wie in Fig. 320, so erhält man zwar wieder den ordentlichen Koeffizienten ω aus einer Welle, welche nach BC hindurch geht und parallel mit der brechenden Kante N, also senkrecht zur Achse NO schwingt. Aber man erhält aus einer in der Richtung der Minimalablenkung BC hindurchgehenden außerordentlichen Welle nun nicht mehr ε, sondern einen Brechungskoeffizienten, der zwischen ε und ω liegt. Er entspricht den Schwingungen in der Richtung RS, welche in dem durch AB und NO bestimmten Hauptschnitt MNP senkrecht zu BC, aber schief zur Achse NO ist. Mittels Prismen dieser Art, in denen die Achse NO die verschiedenste Lage und daher die verschiedenste Neigung zur Fortpflanzungsrichtung BC des Lichtes im Prisma hat, lassen sich die außerordentlichen Brechungskoeffizienten für alle in einem Hauptschnitt gelegenen Schwingungsrichtungen ermitteln. Aus ihnen folgt dann die Änderung der Elastizität des Äthers von der Richtung der Achse bis zu der Richtung senkrecht dazu, gemäß der + und — Doppelbrechung und entsprechend der Annahme von Fresnel, auch in allen Hauptschnitten ganz in derselben Weise.

Fig. 320.

Ist endlich die brechende Kante wieder senkrecht zur Hauptachse (Fig. 321), liegt diese aber so in BC, daß sie auf der Halbierungslinie NO des brechenden Winkels senkrecht steht, dann ist sie offenbar der Richtung BC der Minimalablenkung parallel. Geht nun in dieser Richtung das Licht durch das Prisma, so erhält man nur den Koeffizienten ω, weil eben in der Richtung der Hauptachse BC nur Wellen durch den Krystall gehen, welche die Geschwindigkeit o haben, keine anderen.

Fig. 321.

2. Methode mit dem Mikroskop. Diese wird hier ganz ebenso angewendet, wie bei isotropen Substanzen (211). Eine Platte senkrecht zur Achse, parallel mit der Basis, gibt nur ω. Eine solche parallel mit der Achse gibt ω und ε. Beide werden mit Hilfe eines am Mikroskop angebrachten Nicols unterschieden: ist dessen Schwingungsrichtung der Hauptachse des Krystalls parallel, so erhält man ε, ist sie darauf senkrecht, so erhält man ω.

3. Methode der Totalreflexion. Im allgemeinen gibt jede irgendwie am Krystall gelegene Fläche ω und ε. Die Fläche MN (Fig. 322) sei senkrecht zur Achse CC_1. Eine aus der Flüssigkeit auf MN einfallende Welle AO gibt zwei vom Einfallslot weggebrochene Wellen im Krystall, welche sich nach OB_o und OB_e fortpflanzen. Die Schwingungen der ordentlichen Welle OB_o sind im Grenzfall, d. h. wenn sie sich nach ON bewegt, wie überhaupt immer, senkrecht zu CC_1 und somit zur Ebene der Zeichnung; die Schwingungen der außerordentlichen Wellen OB_e gehen im Grenzfall parallel CC_1 vor sich. Die

Fig. 322.

Brechungsverhältnisse beider lassen sich wie bei isotropen Mineralien durch Totalreflexion bestimmen. Die den beiden gebrochenen Wellen entsprechenden Grenzen der Totalreflexion gehen beim Drehen der Krystallplatte um die in O vertikal stehende Drehachse des Instruments nacheinander durch das Sehfeld, hier zuerst B_e, dann B_o, denn in dem Moment, wo OB_e bereits total reflektiert ist, wird OB_o noch nach innen gebrochen, und erst bei einer weiteren Drehung der Fläche um die zur Zeichnungsebene senkrechte, durch O gehende Achse tritt die Totalreflexion auch für OB_o ein. Die beiden reflektierten Wellen unterscheidet man auch hier mittels eines auf das Beobachtungsfernrohr aufgesetzten Nicols; ist dessen kleine Diagonale senkrecht, so geht die ordentliche Welle hindurch und man erhält ω, ist dieselbe horizontal, so erhält man ε.

Ist die reflektierende Fläche MN parallel der Achse und ist die Achse selbst horizontal, also senkrecht zur Drehachse des Instruments, somit parallel der Linie MN, auf welcher die Drehachse des Instruments in O senkrecht steht, so werden nur senkrecht zur Achse des Krystalls schwingende Wellen reflektiert und man erhält nur eine einzige Grenze, die ω liefert. Ist die Achse dagegen senkrecht und der Drehachse O parallel, so erhält man wieder ω und ε, und zwar nun, entgegengesetzt gegen vorhin, ε bei senkrechter, ω bei wagerechter Stellung der kleinen Diagonale des Nicols.

Die Wollastonsche Methode kann in ganz entsprechender Weise angewendet werden.

(Lit. vergl. (211)). Außerdem: Liebisch, N. Jahrb. Min. 1885, I, pag. 245 und II, 181; Born, N. Jahrb. f. Min. etc. Beilageband V, 1886, pag. 1.

Eine andere Methode der Bestimmung von Brechungskoeffizienten an einachsigen Krystallen, vergl. Bauer, N. Jahrb. für Mineralogie etc., Beilageband II, 1883, pag. 49.

Zweiachsige Krystalle.

In den hierhergehörigen rhombischen, monoklinen und triklinen Krystallen ist die Symmetrie für das optische Gesamtverhalten genau dieselbe wie für die holoedrische krystallographische Begrenzung. Jede krystallographische Symmetrieebene ist eine optische und umgekehrt.

221. Elastizitätsellipsoid. In zweiachsigen Krystallen ist nach der Annahme von Fresnel der Äther so beschaffen, daß seine Elastizität in einer Richtung OX ihren größten Wert a, in einer zweiten darauf senkrechten Richtung OZ ihren kleinsten Wert c und in einer dritten, auf diesen beiden senkrechten Richtung OY irgend einen mittleren zwischen a und c liegenden Wert b hat, der aber nicht etwa das arithmetische Mittel zwischen a und c ist. Es ist also $a > b > c$. Diese drei aufeinander senkrechten Richtungen OX, OY und OZ der größten, mittleren und kleinsten Elastizität werden die *Elastizitäts-*

achsen, die drei ebenfalls aufeinander senkrechten Ebenen XOY, YOZ, ZOX werden die *Hauptschnitte* des Krystalls genannt.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten $\mathfrak{a}$, $\mathfrak{b}$, $\mathfrak{c}$ der nach OX, OY, OZ schwingenden Wellen haben gleichfalls einen höchsten, mittleren und kleinsten Wert, so daß $\mathfrak{a} > \mathfrak{b} > \mathfrak{c}$. Sie stehen auch hier in einer einfachen Beziehung zur Elastizität und man hat:

$$\mathfrak{a} = \sqrt{a}; \quad \mathfrak{b} = \sqrt{b}; \quad \mathfrak{c} = \sqrt{c}.$$

Die Lichtwellen, die durch Schwingungen in der Richtung OX, OY, OZ fortgepflanzt werden, sind charakterisiert durch die Brechungskoeffizienten α, β, γ, die als die *Hauptbrechungskoeffizienten* des Krystalls bezeichnet werden. Sie sind, wie bei isotropen Substanzen (205) und bei einachsigen Krystallen (220):

$$\alpha = \frac{1}{\mathfrak{a}}; \quad \beta = \frac{1}{\mathfrak{b}}; \quad \gamma = \frac{1}{\mathfrak{c}},$$

so daß: $\alpha < \beta < \gamma$. Man hat somit:

$$\mathfrak{a} = \sqrt{a} = \frac{1}{\alpha}; \quad \mathfrak{b} = \sqrt{b} = \frac{1}{\beta}; \quad \mathfrak{c} = \sqrt{c} = \frac{1}{\gamma}.$$

a, b, c; $\mathfrak{a}$, $\mathfrak{b}$, $\mathfrak{c}$; α, β, γ sind in allen Krystallen derselben Substanz gleich, aber mit der Farbe des angewandten Lichts und mit der Temperatur etwas verschieden. Die Doppelbrechung ist, analog wie bei den einachsigen Krystallen (220), durch die Differenz des größten und kleinsten Hauptbrechungskoeffizienten $\gamma - \alpha$ bestimmt.

In allen zwischen den drei Elastizitätsachsen liegenden Richtungen ist die Elastizität zwischen a, b und c um so näher dem einen oder anderen dieser Werte, je näher die Richtung der Achse OX, OY oder OZ ist. Den Wert der Elastizität in jeder beliebigen Richtung kann man nach dem Vorgang von Fresnel darstellen mit Hilfe der *Elastizitätsfläche.* Diese erhält man, wenn man von einem Punkte O aus auf den drei Elastizitätsachsen OX, OY, OZ nach beiden Seiten die Stücke $\mathfrak{a} = \sqrt{a}$; $\mathfrak{b} = \sqrt{b}$; $\mathfrak{c} = \sqrt{c}$ abträgt und darüber ein Ellipsoid konstruiert. In jeder Richtung ist die Quadratwurzel aus der Elastizität des Äthers, $\sqrt{e}$, gegeben durch den betreffenden Radius des Elastizitätsellipsoids und die in dieser Richtung schwingenden Lichtwellen pflanzen sich mit einer Geschwindigkeit $\mathfrak{e} = \sqrt{e}$ fort. Überhaupt sind alle Radien des Elastizitätsellipsoids proportional den Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der in den betreffenden Richtungen schwingenden Lichtwellen und nach dem Obigen auch proportional den reciproken Werten der für diese Richtungen geltenden Brechungskoeffizienten. Speziell die Längen der drei Elastizitätsachsen $\mathfrak{a}$, $\mathfrak{b}$, $\mathfrak{c}$ verhalten sich wie $\frac{1}{\alpha}, \frac{1}{\beta}, \frac{1}{\gamma}$. Aus dem Elastizitätsellipsoid lassen sich dann, wie wir sehen werden, die optischen Eigenschaften der zweiachsigen Krystalle ableiten.

Die entsprechende Elastizitätsfläche bei einachsigen Krystallen, von der wir aber allerdings eben keinen Gebrauch gemacht haben (216), würde man erhalten, wenn zwei der drei Elastizitätsachsen einander gleich würden. Das bei den zweiachsigen Krystallen dreiachsige Ellipsoid würde dann ein Rotationsellipsoid, dessen Rotationsachse die dritte Elastizitätsachse wäre. Ein solches Rotationsellipsoid würde die Beschaffenheit des Äthers in einem einachsigen Krystall zur Darstellung bringen. Ebenso eine Kugel für eine isotrope Substanz; alle drei Elastizitätsachsen sind hier gleich, der Äther hat nach allen Richtungen die gleiche Elastizität.

Statt des Elastizitätsellipsoids benützt man zur Darstellung der optischen Verhältnisse zweiachsiger Krystalle häufig ein Ellipsoid, dessen Achsen nicht den reciproken Werten der Hauptbrechungskoeffizienten, sondern diesen direkt proportional sind. Alle Radien sind dann den Brechungskoeffizienten der in den betreffenden Richtungen schwingenden Lichtwellen proportional und man kann sie danach aus den Hauptbrechungskoeffizienten α, β, γ berechnen. Dieses Ellipsoid ist die *Indexfläche* oder *Indicatrix*, die ebenfalls wie die Elastizitätsfläche entweder dreiachsig, oder ein Rotationsellipsoid oder eine Kugel ist. Sie führt genau auf dieselben Gesetzmäßigkeiten im optischen Verhalten wie die letztere.

(Fletcher, The optical indicatrix and the transmission of light in crystals, London 1892; Deutsch von Ambronn und König: Die optische Indicatrix, Leipzig 1892.)

222. Schwingungsrichtungen. Auch in einem zweiachsigen Krystall bewegen sich nach jeder Richtung im allgemeinen zwei senkrecht zueinander polarisierte Lichtwellen mit verschiedener Geschwindigkeit fort, wenn der Äther an einem beliebigen Punkt erschüttert worden ist. Die Schwingungsrichtungen dieser beiden Lichtwellen erhält man (212), indem man um den erschütterten Punkt im Innern des Krystalls, den Ausgangspunkt der Lichtbewegung, das Elastizitätsellipsoid des Krystalls beschreibt und durch denselben Punkt eine Ebene senkrecht zu der Fortpflanzungsrichtung legt. In dieser Ebene müssen die beiden Schwingungsrichtungen jedenfalls liegen und zwar sind es die beiden Achsen der Ellipse, in der die Ebene die Elastizitätsfläche schneidet. In deren Richtung hat ja die Elastizität des Äthers senkrecht zu der Fortpflanzungsrichtung ihren größten und ihren kleinsten Wert. Die Schwingungen parallel mit der größeren Ellipsenachse werden der in dieser Richtung herrschenden größeren Elastizität wegen rascher vorwärts schreiten, als die Schwingungen parallel mit der kleineren, und zwar sind die beiden Fortpflanzungsgeschwindigkeiten den Längen dieser beiden Ellipsenachsen, die ja den Quadratwurzeln aus den Elastizitäten in diesen Richtungen gleich sind (221), direkt proportional. Die in der Richtung der kleinen Achse schwingende Welle wird also hinter der in der Richtung der größeren Achse schwingenden um einen mit der Zeit wachsenden Betrag zurückbleiben müssen.

Hierauf beruhen u. a die *Viertelundulationsglimmerplatten* ($^1/_4\,\lambda$-Platten), die man bei der optischen Untersuchung der Krystalle häufig zur Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung (248, 254) etc. benützt. Es sind Spaltungsplättchen

von Glimmer, von solcher Dicke, daß bei senkrecht hindurchgehendem Licht die langsamere Welle beim Austritt aus der Platte hinter der rascheren genau um eine Viertelwellenlänge ($^1/_4\,\lambda$) zurückgeblieben ist (für Strahlen von mittlerer Brechbarkeit und bei gewöhnlicher Temperatur).

Die Elastizitätsachsen werden wohl auch als die *Hauptschwingungsrichtungen* der Krystalle, der zweiachsigen und entsprechend der einachsigen, bezeichnet.

223. Wellenfläche. Für die in den Hauptschnitten gelegenen Fortpflanzungsrichtungen lassen sich nun die zugehörigen Schwingungsrichtungen (senkrecht und parallel zu dem betreffenden Hauptschnitt) und auch die zugehörigen Fortpflanzungsgeschwindigkeiten ohne Schwierigkeit angeben, und man kann danach den Verlauf der Wellenfläche (Strahlenfläche) in den Hauptschnitten ermitteln und dadurch einen Einblick in die Gestalt dieser Fläche erlangen.

In einer in einem Hauptschnitt gelegenen Richtung pflanzen sich zwei Wellen fort, welche nach dem obigen senkrecht und parallel zum Hauptschnitt schwingen. Liegt diese Richtung in dem Hauptschnitt XOZ, so müssen sich die senkrecht dazu, also parallel mit der Achse OY schwingenden Wellen mit derselben Geschwindigkeit $\mathfrak{b}$ im Krystall fortpflanzen, die Fortpflanzungsrichtung mag in diesem Hauptschnitt sein, welche sie will. Eine solche Welle verhält sich in diesem Hauptschnitt also wie die ordentliche Welle in einem einachsigen Krystall. Die Wellenfläche gibt im Schnitt mit der Ebene XOZ einen Kreis um den erregten Punkt O mit dem Radius $\mathfrak{b}$. Aber in dem Hauptschnitt XOZ können sich noch Wellen mit Schwingungen parallel dem Hauptschnitt fortpflanzen (Fig. 323). Geschieht dies in der Richtung OX, so schwingt die Welle parallel OZ; pflanzt sie sich nach OZ fort, so schwingt sie parallel OX. Diese beiden Wellen haben also die Geschwindigkeiten $\mathfrak{c}$ und $\mathfrak{a}$, und in derselben Zeit, wo die parallel OY schwingenden Wellen sich nach allen Seiten in der

Fig. 323. Fig. 324. Fig. 325.

Ebene XOZ bis zu einem Kreis mit dem Radius $\mathfrak{b}$ ausgebreitet haben, entfernen sich die letzteren beiden Wellen von O um die Längen $\mathfrak{c}$ auf OX und $\mathfrak{a}$ auf OZ. Die Geschwindigkeiten der zwischen OX und OZ sich fortpflanzenden Wellen erhält man für jede Richtung wieder als Radius einer über $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{c}$ als Achsen konstruierten Ellipse. Diese

parallel dem Hauptschnitt schwingenden Wellen pflanzen sich also je nach der Richtung verschieden rasch fort, sie verhalten sich in dieser Beziehung wie die außerordentliche Welle in einem einachsigen Krystall (216).

Der Verlauf der Wellenfläche in den Hauptschnitten XOZ und YOZ ergibt sich in ganz ähnlicher Weise. In YOZ erhält man (Fig. 324) einen Kreis mit dem Radius $\mathfrak{a}$ und eine Ellipse mit der Achse $\mathfrak{c}$ auf OY und $\mathfrak{b}$ auf OZ, und in XOY einen Kreis mit dem Radius $\mathfrak{c}$ und eine Ellipse mit den Achsen $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{b}$ auf OY und OX (Fig. 325). Setzt man die Hauptschnitte in der natürlichen Lage senkrecht zueinander zusammen, so gewinnt man eine genügende Vorstellung von der Wellenfläche zweiachsiger Krystalle. Diese besteht ebenfalls aus zwei Schalen, bis zu welchen die in jeder Richtung mit verschiedener Geschwindigkeit fortschreitenden beiden Lichtbewegungen in der Zeiteinheit gelangt sind. Die Verhältnisse sind ganz ähnlich wie bei den einachsigen Krystallen, aber bei den zweiachsigen durchdringen sich die beiden Schalen gegenseitig, wie Fig. 323 zeigt. Die ganze Fläche ist symmetrisch zu den drei durch die Elastizitätsachsen OX, OY, OZ gelegten Hauptschnitten.

224. Optische Achsen. Von besonderem Interesse ist die Bewegung der Lichtwellen in dem Hauptschnitt XOZ (Fig. 323). Während sich in jeder Richtung in einem zweiachsigen Krystall zwei Wellen parallel, aber mit verschiedener Geschwindigkeit fortpflanzen können, deren Lagen in einem bestimmten Moment durch die zwei Tangentialebenen an jede der beiden Schalen der Wellenfläche bestimmt werden, gibt es in dem Hauptschnitt XOZ zwei Richtungen, in welchen sich je nur eine einzige Welle fortpflanzen kann. Es gibt nämlich rechts und links von OZ resp. OX eine Richtung, in welcher beide Schalen der Wellenflächen von einer einzigen gemeinsamen Ebene berührt werden, was bei den beiden anderen Hauptschnitten (Fig. 324, 325) nicht möglich ist. Diese gemeinsame Berührungsebene erhält man, wenn man die gemeinsamen Tangenten MN und $M'N'$ der Ellipse und des Kreises um O zieht und in diesen Linien MN und $M'N'$ auf der Ebene XOZ senkrechte Ebenen errichtet. Zu diesen parallel bewegen sich die beiden in der betreffenden Richtung allein sich fortpflanzenden Wellen; ihre Fortpflanzungsrichtungen (Normalen) sind OM und OM', beiderseits symmetrisch zu OZ und OX, so daß $MOZ = M'OZ$, $MOX = M'OX$. In diesen Richtungen OM und OM' findet also keine Doppelbrechung statt. Die nach OM und OM' sich bewegenden Wellen schreiten mit der mittleren Geschwindigkeit $\mathfrak{b} = \frac{1}{\beta}$ vorwärts, die der auf dem Hauptschnitt XOZ senkrechten mittleren Elastizität b entspricht. Diese beiden Richtungen OM und OM', in denen keine Doppelbrechung der Lichtwellen stattfindet, sind die *optischen Achsen* des Krystalls. Diese liegen stets in der Ebene XOZ, die durch die größte und die kleinste Elastizitätsachse bestimmt und die daher auch die *Ebene der optischen Achsen* (optische Achsen-

ebene) genannt wird. Letztere ist daher auch stets senkrecht zur Achse der mittleren Elastizität OY.

Die Richtungen OM und OM' ergeben sich, wie eine mathematische Betrachtung zeigt, aus dem Elastizitätsellipsoid. Legt man durch die Achse OY der mittleren Elastizität eine Ebene senkrecht zum Hauptschnitt XOZ, so schneidet diese das Ellipsoid im allgemeinen in einer Ellipse, deren auf XOZ senkrechte Achse $= \mathfrak{b}$ ist. Es gibt aber auf beiden Seiten der Elastizitätsachse OZ resp. OX und gegen diese gleich geneigt je einen Schnitt, in welchem die im Hauptschnitt liegende Ellipsenachse ebenfalls $= \mathfrak{b}$ ist, so daß dieser spezielle elliptische Schnitt in einen kreisförmigen mit dem Halbmesser $\mathfrak{b}$ übergeht. Die Normalen zu diesen beiden Kreisschnitten sind die Richtungen OM und OM', also die optischen Achsen des Krystalls. Rings um diese ist die Ätherelastizität dieselbe. Es kann also in diesen beiden Richtungen in der Tat nur je eine Welle fortschreiten und zwar mit einer Geschwindigkeit $\mathfrak{b} = \sqrt{b}$. Einer solchen Welle muß daher der mittlere Brechungskoeffizient β entsprechen.

OM und OM' verhalten sich also in gewisser Beziehung optisch wie die Hauptachsen einachsiger Krystalle. Aber während bei diesen zu der einzigen Welle auch nur ein einziger Strahl gehört, gehören bei den zweiachsigen Krystallen zu der einen Welle unendlich viele Strahlen. Die Ebenen MN und $M'N'$ berühren die Wellenfläche nach einem Kreis, und jeder von O nach einem Punkt dieses Kreises gezogene Radius ist ein zu dieser Welle gehöriger Strahl, also z. B. die beiden in XOZ liegenden Radien OM und ON. Alle diese Strahlen liegen je auf einem Kreiskegel, dessen Spitze in O und dessen Basis jener Kreis auf der Ebene MN und $M'N'$ ist. Sie erzeugen die Erscheinung der *konischen Refraktion*, indem sie beim Austritt aus einer der Tangentialebene MN parallelen Fläche des Krystalls den Mantel eines Kreiszylinders mit der Basis MN bilden.

225. Achsenwinkel. Der Winkel der optischen Achsen MOM' (Fig. 323) ist eine für die optische Charakterisierung der Krystalle sehr wichtige Größe, da er im allgemeinen, nicht immer, für alle Krystalle derselben Substanz konstant derselbe ist. Dieser Winkel hängt einzig und allein von den drei Hauptbrechungskoeffizienten α, β, γ (resp. von den Längen der Elastizitätsachsen $\mathfrak{a}$, $\mathfrak{b}$, $\mathfrak{c}$) ab, mit welchen er gleichzeitig für verschiedene Farben und Temperaturen seine Größe ändert. Ist v der Winkel, den eine optische Achse OM oder OM' mit der Achse OZ der kleinsten Elastizität macht, also $v = ZOM = ZOM'$, so ist:

$$\cos v = \sqrt{\frac{\mathfrak{b}^2-\mathfrak{c}^2}{\mathfrak{a}^2-\mathfrak{c}^2}} = \sqrt{\frac{\frac{1}{\beta^2}-\frac{1}{\gamma^2}}{\frac{1}{\alpha^2}-\frac{1}{\gamma^2}}} = \frac{\alpha}{\beta}\sqrt{\frac{(\gamma-\beta)(\gamma+\beta)}{(\gamma-\alpha)(\gamma+\alpha)}};$$

$$\sin v = \sqrt{\frac{\mathfrak{a}^2-\mathfrak{b}^2}{\mathfrak{a}^2-\mathfrak{c}^2}} = \sqrt{\frac{\frac{1}{\alpha^2}-\frac{1}{\beta^2}}{\frac{1}{\alpha^2}-\frac{1}{\gamma^2}}} = \frac{\gamma}{\beta}\sqrt{\frac{(\beta-\alpha)(\beta+\alpha)}{(\gamma-\alpha)(\gamma+\alpha)}};$$

$$\text{oder auch } tg v = \sqrt{\frac{\mathfrak{a}^2-\mathfrak{b}^2}{\mathfrak{b}^2-\mathfrak{c}^2}} = \sqrt{\frac{\frac{1}{\alpha^2}-\frac{1}{\beta^2}}{\frac{1}{\beta^2}-\frac{1}{\gamma^2}}} = \frac{\gamma}{\alpha}\sqrt{\frac{(\beta-\alpha)(\beta+\alpha)}{(\gamma-\beta)(\gamma+\beta)}}.$$

Diejenige Elastizitätsaxe, welche den *spitzen* Winkel der optischen Achsen halbiert, heißt die *optische Mittellinie* (M. L.) oder auch die *erste Mittellinie* (Bisektrix); die darauf senkrechte Elastizitätsachse, welche den *stumpfen* Achsenwinkel halbiert, heißt die *zweite Mittellinie* (Supplementarlinie). Die erste und die zweite Mittellinie liegen in der Ebene XOZ der optischen Achsen; sie sind stets die Achsen OX und OZ der größten und kleinsten Elastizität. Die auf ihnen resp. auf der optischen Achsenebene stets senkrechte mittlere Elastizitätsachse OY wird auch die *optische Normale* genannt. Krystalle, bei welchen die Mittellinie die Achse OX der größten Elastizität ist, heißen ganz analog wie bei den einachsigen (215) *negative*, —, (Fig. 326), solche, bei denen sie die Achse OZ der kleinsten Elastizität ist, heißen *positive*, +, Krystalle (Fig. 327). Für negative Krystalle ist somit $v > 45^0$, für positive: $v < 45^0$. Ein negativer Krystall wäre demnach auch in Fig. 323 dargestellt.

Fig. 326. Fig. 327.

226. Dispersion der optischen Achsen. In jedem zweiachsigen Krystall ist der Achsenwinkel für rotes Licht von dem für violettes verschieden, und zwar ist er bei manchen größer, bei manchen kleiner. Das erstere Verhalten, daß der Achsenwinkel für rotes Licht der größere ist, bezeichnet man mit: $\varrho > v$; das letztere, daß der Achsenwinkel für rotes Licht der kleinere ist, mit $\varrho < v$. Die Winkel für alle anderen Farben liegen zwischen denen für rotes und für violettes Licht in der Mitte. Diese ganze Erscheinung nennt man die *Dispersion der optischen Achsen.*

Dieselbe kann so weit gehen, daß die Ebene der Achsen für rotes Licht auf der für violettes (blaues) Licht senkrecht steht bei gleich bleibender Mittellinie; so z. B. beim Brookit (Dispersion der Achsenebene).

227. Dispersion der Elastizitätsachsen. Die Lage der Elastizitätsachsen ist ebenfalls im allgemeinen von der Farbe des Lichts abhängig, ebenso auch von der Temperatur. Man nennt die Erscheinung, daß die Elastizitätsachsen ihre Lage mit der Farbe des angewandten Lichts ändern, die *Dispersion der Elastizitätsachsen.* Für jede Farbe aber und für jede Temperatur stehen die Elastizitätsachsen in Beziehung auf ihre Lage im engsten Zusammenhang mit der Symmetrie des betreffenden Krystalls, derart, daß jede krystallographische Symmetrieebene auch eine solche in Bezug auf jene Achsen, also eine optische Symmetrieebene ist. Jede Elastizitätsachse parallel einer Symmetrieachse und jeder Hauptschnitt parallel einer Symmetrieebene behalten konstant diese Richtung bei, da ja die krystallographische Symmetrie von Farbe und Temperatur unabhängig ist. Für jede andere

Elastizitätsachse resp. Hauptschnitt ist aber die Lage von diesen beiden Eigenschaften abhängig und mit diesen veränderlich.

Für die einzelnen Krystallsysteme verhält sich die Dispersion der optischen und Elastizitätsachsen folgendermaßen:

1. In *rhombischen* Krystallen sind für jede Farbe und für jede Temperatur die Elastizitätsachsen den krystallographischen Achsen parallel, Dispersion der Elastizitätsachsen findet also hier nicht statt. Jede der drei krystallographischen Achsenebenen ist ein optischer Hauptschnitt; die Ebene der optischen Achsen fällt stets mit einer solchen Achsenebene zusammen, und ebenso ist die Mittellinie stets einer Krystallachse parallel. Nur die Länge der Elastizitätsachsen ändert sich mit der Farbe und der Temperatur, und damit der Achsenwinkel.

2. In *monoklinen* Krystallen ist stets eine der drei Elastizitätsachsen bei jeder Temperatur und für jede Farbe auf der Symmetrieebene senkrecht (der Symmetrieachse parallel), die beiden anderen liegen irgendwie in der Symmetrieebene, aber für verschiedene Farben und Temperaturen verschieden. Die Symmetrieachse (Orthodiagonale) ist also stets eine optische Elastizitätsachse und die Symmetrieebene ist stets ein optischer Hauptschnitt. In diesem findet für die zwei darin liegenden Elastizitätsachsen Dispersion statt, so daß die Elastizitätsachsen für rotes Licht mit den entsprechenden für blaues einen kleinen Winkel einschließen. Bezüglich der Lage der optischen Achsen und der optischen Mittellinie hat man hier drei verschiedene Fälle zu unterscheiden. Bei der bildlichen Darstellung derselben ist als Beispiel das Verhalten von + Krystallen gewählt, wo die Mittellinie der Achse OZ der kleinsten Elastizität parallel ist; die Verhältnisse der — Krystalle ergeben sich dann daraus von selbst.

a. Die Ebene der optischen Achsen fällt mit der Symmetrieebene des Krystalls zusammen. In dieser Ebene liegen dann auch die erste und die zweite Mittellinie und die optische Normale OY ist der

Fig. 328. Fig. 329. Fig. 330.

Symmetrieachse parallel (Fig. 328). Die Mittellinien OZ_r und OZ_v für rotes und violettes Licht haben eine etwas verschiedene Lage

(Dispersion der Elastizitätsachsen, speziell der Mittellinien); ebenso die Achsen OR und OV für rotes und violettes Licht (Dispersion der optischen Achsen (226)); auf der einen Seite der Mittellinien müssen daher die Achsen OR_1 und OV_1 etwas näher beieinander liegen, als auf der anderen Seite die Achsen OR und OV. Der Winkel ROR_1 ist stets von VOV_1 oder Z_rOR von Z_vOV etwas verschieden. Diese Art der Dispersion heißt die *geneigte Dispersion* (z. B. beim Gips).

b. Die Ebene der optischen Achsen ist senkrecht zur Symmetrieebene; sie geht für jede Farbe durch die Symmetrieachse b und ist gegen die Querfläche $\infty P\infty$(100) (Fig. 329 und 330) unter einem schiefen Winkel geneigt. Aber dieser Winkel ist für rotes Licht anders als für violettes, so daß die Achsenebene ROR_1 für rotes Licht mit der für violettes Licht VOV_1 einen kleinen Winkel macht. Hier sind zwei Spezialfälle zu unterscheiden.

α. Die 1. Mittellinie OZ liegt in der Symmetrieebene (Fig. 329). OR und OR_1 sind die optischen Achsen, OZ_r ist die Mittellinie für rotes Licht; OV und OV_1 sind die Achsen, OZ_v ist die Mittellinie für violettes Licht. Die den Mittellinien entsprechenden Elastizitätsachsen Z_r und Z_v machen also hier in der Symmetrieebene einen kleinen Winkel Z_rOZ_v miteinander; denselben Winkel machen die ebenfalls in der Symmetrieebene liegenden, hier aber nicht gezeichneten Elastizitätsachsen OY_r und OY_v. Nur die dritte Elastizitätsachse OX (die zweite Mittellinie) ist stets für alle Farben etc. dieselbe, sie ist parallel der Symmetrieachse b. Diese Art von Dispersion heißt die *horizontale Dispersion* (z. B. beim Orthoklas).

β. Die 1. Mittellinie OZ ist auf der Symmetrieebene senkrecht und geht der Symmetrieachse parallel. Dies gilt für alle Farben und Temperaturen. In Fig. 330 sind wieder OR und OR_1 die optischen Achsen für rotes, OV und OV_1 die für violettes Licht. Die Ebenen beider gehen durch die Achse b, welche ja die für alle Farben gemeinsame Mittellinie OZ ist, und sie durchkreuzen sich in OZ unter einem kleinen Winkel VZR. Das weitere ergibt die Figur. Dispersion der 1. Mittellinie findet hier nicht statt. Diese Art von Dispersion heißt die *gekreuzte* (z. B. beim Borax). Andere als diese drei Arten der Dispersion sind mit der Symmetrie monokliner Krystalle unvereinbar.

3. In *triklinen* Krystallen ist irgend eine gesetzmäßige Beziehung zwischen der Lage der Elastizitätsachsen und der krystallographischen Begrenzung überhaupt nicht mehr vorhanden; die Elastizitätsachsen liegen für jede andere Farbe und Temperatur immer etwas anders; es findet Dispersion der optischen Achsen, der Achsenebene, der Elastizitätsachsen und also auch der Mittellinien zugleich statt.

228. Optische Konstanten. Die optischen Verhältnisse eines zweiachsigen Krystalls sind im wesentlichen bekannt, wenn man die Länge der Elastizitätsachsen $\mathfrak{a}$, $\mathfrak{b}$, $\mathfrak{c}$ für alle Farben und Temperaturen oder, was im Grunde dasselbe ist, die Hauptbrechungskoeffizienten $\alpha = \frac{1}{\mathfrak{a}}$, $\beta = \frac{1}{\mathfrak{b}}$, $\gamma = \frac{1}{\mathfrak{c}}$ kennt, sowie die Lage der Elastizitätsachsen gegen die krystallographischen Begrenzungselemente. Die Zahlen, welche die Richtung und Größe der Elastizitätsachsen in einem solchen Krystall angeben, heißen die *optischen Konstanten* desselben. Die Richtung der Elastizitätsachsen, d. h. ihre Lage zu der Begrenzung des betreffenden Krystalls wird, soweit sie nicht schon durch die Symmetrie der Krystalle gegeben sind, nach den folgenden Abschnitten (230 ff.) mittels des Polarisationsinstruments ermittelt. Die Bestimmung der Hauptbrechungskoeffizienten geschieht auch hier am häufigsten nach den schon oben bei den isotropen und einachsigen Krystallen erläuterten Methoden (211, 220). Im konkreten Falle muß eine eventuelle Bestimmung der Lage der Elastizitätsachsen der Bestimmung der Hauptbrechungkoeffizienten vorausgehen.

In *triklinen* Krystallen, als dem allgemeinsten Falle, sind die meisten, nämlich fünf voneinander unabhängige optische Konstanten zu bestimmen: die drei Hauptbrechungskoeffizienten und die Lage zweier Elastizitätsachsen gegen die krystallographische Begrenzung, gemessen etwa durch die Neigung der beiden Elastizitätsachsen zu zwei Kanten des Krystalls (die dritte auf jenen beiden senkrechte Elastizitätsachse ist dann in ihrer Lage ebenfalls gegeben). In *monoklinen* Krystallen sind vier unabhängige optische Konstanten vorhanden: die drei Hauptbrechungskoeffizienten und die Neigung einer in der Symmetrieebene liegenden Elastizitätsachse zu einer Kante in derselben Ebene (etwa die Vertikal- oder die Klinoachse); alles übrige ist durch die Symmetrie gegeben. Bei *rhombischen* Krystallen ist die Lage der Elastizitätsachsen bekannt, also sind nur drei Konstanten, die drei Hauptbrechungskoeffizienten, noch zu bestimmen.

In dem Spezialfall der einachsigen Krystalle sind es der letzteren nur zwei, ω und ε, auf diese Zahl beschränkt sich also die Zahl der optischen Konstanten und in isotropen Substanzen ist es endlich nur ein einziger Brechungskoeffizient, der für alle Lichtschwingungen in dem Körper in derselben Weise wiederkehrt.

Auch für die anisotropen Krystalle gilt die Dispersionsformel von Cauchy (206); sie wird für jeden einzelnen Hauptbrechungskoeffizienten genau in derselben Weise angewendet, wie bei den isotropen Körpern.

229. Brechungskoeffizienten. 1. *Methode mit dem Prisma.* Die drei Hauptbrechungskoeffizienten erhält man mit Hilfe dreier Prismen, deren Kanten den drei Elastizitätsachsen parallel gehen, deren Flächen aber im Krystall sonst beliebig liegen können. Durch jedes solches Prisma gehen zwei Wellen, von denen die eine parallel mit der brechenden Kante resp. der betreffenden Elastizitätsachse schwingt. Nur diese kommt hier in Betracht, und sie kann leicht mit dem Nicol erkannt werden; sie liefert den Brechungskoeffizienten, welcher den

Schwingungen in der Richtung jener Achse entspricht. Man kann aber auch mit nur zwei Prismen alle drei Hauptbrechungskoeffizienten, darunter sogar einen davon doppelt, bestimmen. Dabei gehen die Kanten der Prismen ebenfalls je einer Elastizitätsachse parallel, die Prismenflächen NM und NP müssen aber so liegen, daß je eine zweite Elastizitätsachse NO, welche auf der Prismenkante senkrecht ist, den Prismenwinkel MNP halbirt (Fig. 321). Ist z. B. die brechende Kante N parallel mit der Achse OY und ist NO parallel mit der Achse OX, so schwingt von den beiden Wellen, welche bei der Minimalablenkung das Prisma längs BC durchschreiten, die eine $\parallel N$ oder OY, die andere $\parallel NO$ oder OX; die erste gibt also β, die andere α. Ist in einem zweiten Prisma die brechende Kante $\parallel OZ$ und entspricht NO der Achse OY, so erhält man γ und β, letzteres zum zweitenmal, was als Kontrolle wichtig sein kann. Die Unterscheidung von α, β, γ erfolgt auch hier mittels eines Nicols. Ist beim zweiten Prisma die Kante parallel OZ, liegen aber die Flächen desselben sonst beliebig, so erhält man aus ihm nur γ. Man braucht also nur ein Prisma mit zwei orientierten Flächen, beim zweiten braucht bloß die Kante orientiert zu sein.

2. *Methode mit dem Mikroskop.* Hierbei sind mindestens zwei planparallele Platten, parallel mit zwei Hauptschnitten, z. B. XOY und XOZ nötig. Die erstere Platte gibt α und β aus der Verschiebung, welche der Tubus des Mikroskops erleiden muß (220), wenn parallel mit OX resp. OY schwingendes Licht (mittels eines Nicols herzustellen) durch den Krystall geht. Die zweite Platte gibt α (zum zweitenmal) und γ.

3. *Methode der Totalreflexion.* Eine einzige ebene Fläche parallel einem Hauptschnitt, für welche die Lage der Elastizitätsachsen bekannt ist (zu ermitteln nach (234)), genügt zur Bestimmung von α, β, γ (220). Ist die Fläche parallel XOY und wird sie in die Flüssigkeit so eingetaucht, daß OY horizontal, also OX senkrecht ist, so erhält man zwei Grenzen, welche Schwingungen $\parallel OX$ und $\parallel OZ$ entsprechen, und man findet daraus α und γ. Ist dann bei einer zweiten Einstellung derselben Platte OX horizontal und OY vertikal, dann entsprechen die beiden Grenzen Schwingungen $\parallel OY$ und $\parallel OZ$ und man erhält β und γ (letzteres zur Kontrolle zum zweitenmal). Sogar mittels einer ganz beliebig gerichteten Fläche können alle drei Hauptbrechungskoeffizienten ermittelt werden, wenn diese Fläche nur einer der drei Elastizitätsachsen z. B. X parallel ist. Liegt diese Achse horizontal, also in der Einfallsebene des Lichts, dann bewegen sich beide Wellen in der Richtung dieser Achse und man erhält die Brechungskoeffizienten β und γ für die beiden anderen Elastizitätsachsen. Steht die Ache X vertikal, dann erhält man α. Die Messung

kann nach der Methode des Eintauchens von Kohlrausch oder nach der Methode von Wollaston mit dem Prisma ausgeführt werden. An beiden Instrumenten sind Vorrichtungen, um die Krystallplatte durch Drehung in ihrer Fläche aus einer Stellung in die andere überzuführen.

(Lit. vergl. (211) und (220), sowie *W. Kohlrausch*, Wiedem. Ann. VII; *Liebisch*, N. Jahrb. f. Min. etc. 1890, I, pag. 57; Zeitschr. f. Kryst. VII, 1883, pag. 433.)

Eine Methode zur Bestimmung des mittleren Brechungskoeffizienten β aus dem Winkel der optischen Achsen vergl. (252). Andere Methoden zur Bestimmung der Brechungskoeffizienten zweiachsiger Krystalle: *Bauer*, Sitzgsber. Berl. Ak. 1877, pag. 684; auch *Tschermak*, Min. u. petr. Mitteilgn. I, 1878, pag. 14; *Liebisch*, Zeitschr. Kryst. Bd. VII, 1882, pag. 433; *Viola*, Zeitschr. f. Kryst. XXX—XXXII, 1898, 1899.

Bei +Krystallen liegt β näher an α, als an γ, also $\beta-\alpha < \gamma-\beta$; bei — Krystallen ist es umgekehrt: β liegt näher an γ, als an α, also $\beta-\alpha > \gamma-\beta$.

Beispiele:

Schwefel: +. $\alpha = 1{,}958$; $\beta = 2{,}038$; $\gamma = 2{,}240$; $\beta-\alpha = 0{,}080$, $\gamma-\beta = 0{,}202$.
Aragonit: —. $\alpha = 1{,}5031$; $\beta = 1{,}6816$; $\gamma = 1{,}6859$; $\beta-\alpha = 0{,}1786$, $\gamma-\beta = 0{,}0043$.

Polarisationsinstrumente.

230. Zweck des Polarisationsinstruments. Um ein Mineral als einfach- oder doppeltbrechend zu erkennen, um bei doppeltbrechenden Substanzen die Ein- oder Zweiachsigkeit unabhängig von der Krystallform zu unterscheiden, um die Lage der Elastizitätsachsen und der Hauptschnitte gegen die krystallographische Begrenzung resp. die Blätterbrüche zu bestimmen, um die Lage der optischen Achsen, den Achsenwinkel, die Dispersionsverhältnisse, endlich um den Charakter der Doppelbrechung (ob + oder —) ohne Kenntnis der absoluten Werte der Längen der Elastizitätsachsen (der Hauptbrechungskoeffizienten) zu untersuchen, dienen die *Polarisationsinstrumente*, von denen einige auch fälschlicherweise Polarisationsmikroskope genannt werden. Bei ihnen fällt das durch eine polarisierende Vorrichtung (den Polarisator: einen Nicol, eine Turmalinplatte oder einen Glassatz) polarisierte Licht auf das meist in Form von planparallelen Platten angewendete Mineral, geht durch dasselbe hindurch, durchdringt eine zweite polarisierende Vorrichtung, den Analyseur, und gelangt dann in das Auge. Dabei muß man, um alle hierher gehörigen Erscheinungen zu beobachten, das polarisierte Licht teils in parallelen Strahlen, teils in solchen durch das Mineral gehen lassen, welche im Innern desselben konvergieren (Polarisationsinstrument mit parallelem und konvergentem Licht oder Orthoskop und Konoskop).

Da die Lage aller optischen Richtungen mit der Symmetrie der Krystalle auf das innigste zusammenhängt, so bilden diese optischen Untersuchungen wichtige Ergänzungen zu den krystallographischen,

und nicht selten kann man aus den optischen Erscheinungen, welche das Polarisationsinstrument zeigt, das Krystallsystem eines Minerals bestimmen, auch wenn keine Spur von einer regelmäßigen Begrenzung vorhanden oder wenn diese mangelhaft ausgebildet ist. In manchen Fällen hat die optische Untersuchung das Krystallsystem eines Minerals richtig kennen gelehrt, nachdem es durch bloße Beobachtung der äußeren Form zuerst unrichtig bestimmt worden war (vergl. z. B. Grenzformen (80) und Mimesie (171)). Daher ist bei durchsichtigen Substanzen die Kontrolle der krystallographischen Untersuchungen durch optische stets dringend geboten. Die optische Untersuchung der Mineralien im Polarisationsinstrument ist somit von großer Wichtigkeit und bildet heutzutage einen der wesentlichsten Teile der wissenschaftlichen mineralogischen Forschung.

(*Des Cloizeaux*, Mémoire sur l'emploi du microscope polarisant. Paris 1864 (aus: Annales des mines 6. ser. Bd. 6). Sur l'emploi des propriétés optiques biréfringeantes pour la détermination des espèces cristallisées, I und II. (An. d. mines 5. ser. Bd. 14. 1858 und 1859.) Nouvelles recherches sur les propriétés optiques des cristaux. Mémoires des savants étrangers Bd. 13, 1867, pag. 511. Ferner die Werke von: Grailich, Groth, Liebisch, Schabus, Schrauf etc. in (3) B.)

Wenn die im Polarisationsinstrument zu untersuchenden Krystalle gewöhnlich in Form planparalleler Platten angewandt werden, so geschieht dies, damit das senkrecht zu ihrer Unterseite einfallende und an ihrer Oberseite austretende Licht keinen Intensitätsverlust durch Totalreflexion etc. erleidet. Solche Platten sind meist mühsam herzustellen und oft überhaupt nicht zu erlangen. Deshalb verfährt man nach dem Vorgang von *C. Klein* jetzt oft auch zweckmäßigerweise so, daß man die unregelmäßig begrenzten Körner der betreffenden Substanzen in kleinen Glasröhren in ein in der Lichtbrechung ihnen möglichst gleiches flüssiges Medium (Kanadabalsam, Methylenjodid etc.) hinein und mit diesem in das Polarisationsinstrument bringt. Die Totalreflexion und der dadurch bedingte Lichtverlust wird so beinahe vollständig vermieden. Das zu untersuchende Mineral wird dabei zweckmäßig an einem geeigneten Drehapparat befestigt, der erlaubt, ihm jede denkbare Lage gegen die einfallenden Lichtstrahlen zu geben. (Sitzungsber. Berlin. Akad. 1890, pag. 347 und 703.)

231. Polarisationsinstrument für konvergentes Licht. Ein von Mineralogen vielgebrauchtes Polarisationsinstrument ist Fig. 331 abgebildet. Die Einrichtung für konvergentes Licht ist links, die für paralleles Licht rechts dargestellt.

Das Polarisationsinstrument für *konvergentes Licht* besteht aus einem schweren Metallfuß, auf welchem sich die dreiseitige Säule A erhebt. Längs dieser bewegt sich der Arm B, der mittels einer Schraube festgeklemmt werden kann, und der Arm C, der sich mittels eines Triebes heben und senken läßt. An dem Arm B ist die abwärts gehende cylindrische Röhre g befestigt, in der sich die zweite Röhre f verschiebt und dreht. In dieser steckt der polarisierende Nicol p und darüber und darunter je eine Linse e und e', deren gemeinsamer Brennpunkt in der Mitte von p liegt. In dem oberen Teil der Röhre g ist ein System von vier Sammellinsen n von sehr kurzer Brennweite eingelassen, die zusammen und dicht übereinander in eine kurze Messingröhre gefaßt sind, mittels welcher man sie beliebig aus g herausheben

und wieder einsetzen kann. Das obere Ende von g ist ferner noch umgeben von einem um die Achse des Instruments drehbaren Objekttisch l, auf welchem oben der Krystallträger k, eine Glasplatte, liegt. Der Objekttisch l hat am Rande bei i eine Kreisteilung, welche über den mit dem Arm B fest verbundenen Noniuskreis h sich hinwegbewegt. Die Teilung auf i geht von rechts nach links, den Uhrzeigern entgegen, wie h rechts oben in Fig. 331 zeigt.

Fig. 331.

In der Durchbohrung des oberen Armes C bewegt sich ebenfalls eine Messingröhre b, die gerade Fortsetzung von g bildend. Dieselbe trägt unten ein System von vier Linsen von kurzer Brennweite o, welches dem Linsensystem n ganz gleich ist, aber die Linsen liegen hier umgekehrt. In der Brennebene dieser Linsen ist ein Glasmikrometer r mit einem geteilten und einem darauf senkrechten ungeteilten Arm. In der Röhre b ist die Okularröhre v mit der Okularlinse t verschiebbar. Auf ihr ist der analysierende Nicol q aufgesetzt, der mit seiner Fassung t' gedreht, aber auch beliebig aufgesetzt und abgenommen werden kann. Bei z ist ein Schlitz, in welchem eine $\frac{1}{4}\lambda$-Glimmerplatte (222) oder ein Quarzkeil (240) zur Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung (248, 254) oder ein dünnes Gipsplättchen eingeschoben werden kann. Der zu beobachtende Krystall wird auf die Glasplatte k des Objekttisches gelegt; zur Erzielung eines möglichst großen Sehfelds werden ihm die Linsen n und o möglichst genähert. Die Beleuchtung geschieht von unten durch den Spiegel S (Lit. siehe (232)).

Ein sehr viel einfacheres, aber zu vielen Zwecken sehr gut brauchbares Polarisationsinstrument für konvergentes Licht ist die *Turmalinzange*. Zwei parallel der Achse geschnittene Turmalinplatten (219) in geeigneter Fassung werden von einem federnden Draht in paralleler Lage zusammengehalten; zwischen beiden wird die zu beobachtende Krystallplatte eingeklemmt. Beide Turmalinplatten sind in ihrer Ebene drehbar und die Achsen (Schwingungs- resp. Polarisationsebenen) beider

können daher rechtwinklig gekreuzt oder parallel gestellt werden. Im ersten Fall ist das Sehfeld dunkel, im letzteren hell (vergl. (233)).

232. Polarisationsinstrument für paralleles Licht. Soll das Instrument für Beobachtung im parallelen Licht eingerichtet werden, so werden (Fig. 331, rechts) die Linsen *n* aus der unteren Röhre herausgenommen und die obere Röhre *b* wird ersetzt durch eine andere *z*, welcher die Linsen *o* und *t* fehlen. Der analysierende Nicol *q* wird auch auf diese Röhre aufgesetzt, und die Beleuchtung geschieht wieder mittels des Spiegels *S*. Durch die Drehung und Verschiebung der Röhren können alle erforderlichen gegenseitigen Stellungen der einzelnen Teile, namentlich der Nicols gegeneinander, leicht hergestellt werden. Eingeritzte Marken erleichtern das Auffinden dieser Stellungen, und mit Hilfe von Klemmringen, von denen einer bei *f'* abgebildet ist, können die einzelnen Teile des Instruments in der erforderlichen Lage gegeneinander festgestellt werden. Auch mit Erhitzungsvorrichtungen verschiedener Art werden die Polarisationsinstrumente für paralleles und konvergentes Licht nicht selten ausgestattet, damit man auch bei höherer Temperatur die optischen Eigenschaften der Mineralien zu untersuchen im stande ist. (*Liebisch*, vergl. (16) *Reusch*, Pogg. Ann. 92 und Ber. Naturf.-Vers. Karlsruhe 1858; *Bertin*, Ann. chim. phys. III. sér. Bd. 69 pag. 78; *V. v. Lang*, Carls Repertorium Bd. VII; *Groth*, Pogg. Ann. 144, 1871, pag. 37; *Becke*, Tschermak, Min. Mitt. Bd. II, 1880, pag. 430, ferner (230), sowie Brezina, Des Cloizeaux, Groth, Leiß, Liebisch, Rinne (3) B.)

233. Wirkung des Polarisationsinstruments. Fällt gewöhnliches Licht auf den Spiegel *S* des Polarisationsinstruments für *konvergentes Licht* (Fig. 331, links), so gelangen die Strahlen zunächst von *S* auf die Linse *e*, von welcher sie nach ihrem Brennpunkt in der Mitte des polarisierenden Nicols *p* konzentriert werden. Nach Durchstrahlung dieses Nicols fallen sie divergierend auf die mit *e* ganz gleiche Linse *e'*, deren Brennpunkt mit dem der Linse *e* in der Mitte des Nicols *p* zusammenfällt und von welcher aus sie als ein mit der Achse des Instruments paralleles Strahlenbündel auf das Linsensystem *n* gelangen. Hier werden sie sehr stark nach oben konvergent gemacht, so daß sie aus der obersten, kleinen Linse *n* als ein sehr stumpfer Kegel austreten, dessen Spitze unmittelbar über dieser Linse liegt und eventuell in eine auf die Linse (resp. den Krystallträger) gelegte Krystallplatte fällt. In diese tritt das Licht an der Unterseite konvergierend ein und aus ihr an der Oberseite unter demselben Winkel divergierend aus, so daß es in einem ebenso stumpfen Kegel, als welcher es die Linsen *n* verlassen hatte, nun auf die Linsen *o* fällt. Von diesen werden die Strahlen wieder der Achse des Instruments parallel gemacht und fallen so auf die Linse *t*, welche die Strahlen wieder konvergierend durch den analysierenden Nicol *q* und dann ins Auge sendet. Bei den meisten Beobachtungen sind die Nicols gekreuzt, d. h. ihre Schwingungsebenen machen 90° miteinander, und dies wird im folgenden als Normalstellung angenommen. Die Nicols erhalten dabei eine ganz bestimmte Stellung im Instrument, und die Lage ihrer Schwingungsrichtungen wird

durch die beiden Kreuzfäden kenntlich und unmittelbar sichtbar gemacht. Bei dieser Anordnung ist das Sehfeld dunkel, denn die von dem Nicol *p* kommenden Strahlen können weder ganz noch zum Teil durch den oberen Nicol *q* hindurch gehen und in das Auge gelangen. Sind beide Nicols parallel, so ist das Sehfeld hell, da nun die von *p* kommenden Schwingungen ungehindert durch *q* hindurch gehen können. Bei einer Kreuzung der Schwingungsebenen unter irgend einem Winkel findet eine teilweise Aufhellung statt. Bei einer vollen Drehung des oberen Nicols um 360° erhält man also abwechselnd je zweimal völlige Aufhellung und Verdunklung des Sehfelds mit ganz allmählichen Übergängen. Man beobachtet im konvergenten polarisierten Licht hauptsächlich Krystallplatten senkrecht zu den optischen Achsen und Mittellinien und erhält dabei die Interferenzerscheinungen, welche in (246), (247), (250) etc. beschrieben werden, mittels deren die Lage der optischen Achsen im Krystall, der Charakter der Doppelbrechung, die Größe des Achsenwinkels etc. bestimmt wird.

In dem Polarisationsinstrument für *paralleles* Licht (Fig. 331, rechts) gehen die von *S* kommenden Strahlen wie vorhin durch *e*, *p* und *e'* hindurch, fallen aber dann, da die Linsen *n* fehlen, parallel auf die auf dem Krystallträger *γ* liegende Krystallplatte, senkrecht zu deren Oberfläche, und gelangen als paralleles Bündel durch den Nicol *q* ins Auge. Auch hier ist das Sehfeld ganz ebenso wie vorhin bei gekreuzten Nicols dunkel etc. Das dunkle Sehfeld wird aber aufgehellt, wenn man eine anisotrope Krystallplatte so zwischen beide Nicols auf den Krystallträger bringt, daß ihre Schwingungsrichtungen nicht mit denen der beiden Nicols zusammenfallen. Fallen die genannten Ebenen zusammen, so geht das von *p* kommende polarisierte Licht ungehindert durch den Krystall, wie wenn er gar nicht vorhanden wäre. Findet diese Koincidenz nicht statt, so wird die von unten kommende Lichtwelle von dem Krystall in zwei nach seinen beiden Schwingungsrichtungen schwingende Wellen zerlegt (212), welche infolge der verschiedenen Elastizität nach diesen beiden Richtungen den Krystall mit verschiedener Geschwindigkeit durcheilen und an seiner oberen Grenzfläche infolgedessen im allgemeinen mit einem Gangunterschied ankommen und aus dem Krystall austreten. Sie interferieren dabei, nachdem ihre Schwingungen nach dem Parallelogramm der Kräfte auf die Schwingungsebene des oberen Nicols reduziert sind, und die Folge davon ist eine Aufhellung und auch eine Färbung des Sehfelds im Bereich des Plättchens, letztere aber nur, wenn die Krystallplatte nicht zu dick ist.

Da die im allgemeinen durch eine anisotrope Krystallplatte hervorgebrachte Aufhellung des Sehfelds einer vollkommenen Verdunklung Platz macht, wenn die Schwingungsrichtungen der Platte mit denen

der beiden Nicols zusammenfallen und bei einer Drehung der Krystallplatte auf dem drehbaren Objekttisch *l* für den Fall dieser Koincidenz eine vollkommene Auslöschung des vorher mehr oder weniger hellen Sehfelds stattfindet, so nennt man die Schwingungsrichtungen der Platte auch ihre *Auslöschungsrichtungen*. Man erkennt diese Richtungen der größten und kleinsten Elastizität in jeder Krystallplatte eben daran, daß sie bei völliger Auslöschung des Sehfelds mit den aufeinander senkrechten Schwingungsrichtungen der Nicols, also mit den beiden Kreuzfäden des Instruments zusammenfallen, was die Bestimmung ihrer Lage gegen eine in der Fläche des Plättchens liegende Kante (die sog. *Auslöschungsschiefe* in Bezug auf diese Kante) gestattet. Dies ist eine Hauptaufgabe des Polarisationsinstruments mit parallelem Licht (234), das allerdings zu diesem Zweck auch besonders eingerichtet wird (Stauroskop (235)). Sodann beobachtet man aber in demselben auch überhaupt, ob eine Substanz isotrop ist oder nicht (237), ob sie einheitlich gebaut oder aus mehreren Individuen zusammengesetzt ist (256), man beobachtet die Cirkularpolarisation (247) etc.

234. Auslöschungsschiefe. Man versteht unter der *Auslöschungsschiefe* einer Krystallplatte in Beziehung auf eine in der Platte gelegene Kantenrichtung den spitzen Winkel, welchen eine Auslöschungsrichtung der Platte mit dieser Kante bildet. Ist dieser Winkel $= 0^\circ$, also die Auslöschungsschiefe gleich 0°, so ist die Schwingungsrichtung der betreffenden Kante parallel und die Auslöschung zu dieser Kante ist *gerade*. Ist der Winkel nicht $= 0^\circ$, dann ist die Auslöschung *schief*. Machen beide Schwingungsrichtungen gleiche Winkel mit einer Kante, oder zwei Kanten gleiche Winkel zu einer Auslöschungsrichtung, oder macht je eine Schwingungsrichtung in den zwei Individuen eines Zwillings gleiche Winkel mit der Zwillingsgrenze, dann spricht man von *symmetrischer* Auslöschung. Derartige Beobachtungen sind nicht selten zur Bestimmung und Kontrolle des Krystallsystems wichtig. Sie werden nach dem Instrument (235) *stauroskopische* genannt.

Hat man das Plättchen $ABCD$ (Fig. 332), mit den beiden Auslöschungsrichtungen AC und BD, so ist $DBA = \alpha$ die Auslöschungsschiefe von BD in Bezug auf die Kante AB. Für AC ist die Schiefe in Bezug auf dieselbe Kante $= CAB = 90^\circ - \alpha$; es ist also nur die Bestimmung des Winkels α für eine der Auslöschungsrichtungen nötig, der Winkel für die andere folgt dann von selbst, und ebenso die Auslöschungsschiefen für andere Kanten in demselben Plättchen, wenn man die Neigungen aller dieser Kanten gegeneinander aus der Krystallform kennt. Die Bestimmung von α geschieht, indem man das Plättchen so auf den Krystallträger des mit einem Teilkreis versehenen Objekttisches *l* (Fig. 331) legt,

daß die betreffende Kante AB mit der Schwingungsebene B_1D_1 des einen Nicols, beliebig welches, also mit dem einen der beiden Kreuzfäden z. B. B_1D_1 zusammenfällt oder mit ihm parallel ist (Fig. 332), so daß also $AB \parallel B_1D_1$. Dann macht die betreffende Auslöschungsrichtung BD mit dieser Schwingungsebene B_1D_1 des Nicols offenbar den gesuchten Winkel $BB_1 = \alpha$. Das Sehfeld ist jetzt hell, wird aber dunkel, wenn der Krystall mit dem Objekttisch so von B in der Richtung nach B_1 gedreht wird, bis B auf B_1 fällt. Jetzt fällt die Auslöschungsrichtung BD der Krystallplatte mit der Schwingungsrichtung B_1D_1 des Nicols zusammen, und man erkennt diese Koinzidenz an der völligen Verdunklung des Sehfeldes. Der Winkel α, um den man den Krystall aus der Anfangsstellung BD bis zur Verdunklung des Sehfelds hat drehen müssen, kann an dem Teilkreis des Objekttisches abgelesen werden. Findet gerade Auslöschung zur Kante AB statt, dann ist der Krystall schon bei der ersten Stellung vollkommen verdunkelt.

Fig. 332.

Eine Methode, durch welche mit Hilfe des in Fig. 331 (rechts) dargestellten Instruments die Auslöschungsschiefe praktisch gemessen wird, soll im Prinzip angedeutet werden. Man ersetzt den Krystallträger k (Fig. 331, links) durch einen anderen γ von quadratischer Form (rechts oben), der in den Objekttisch unbeweglich eingelassen werden kann. Eine auf ihm befestigte geradlinige Schiene verläuft, etwas über die obere Fläche von γ hervorragend, in der Richtung 90°—270° der Teilung des Tisches nahe am Centrum vorbei. Zuweilen ist es zweckmäßig, den Krystallträger γ aus undurchsichtigem Material herzustellen und das Licht nur durch eine kleine centrale Öffnung hindurchgehen zu lassen. Die Krystallplatte wird in centraler Lage so auf den Träger gelegt, daß die betreffende Kante an die Schiene anstößt, und wird mit einer Feder bei γ an diese Schiene angedrückt. Das Polarisationsinstrument ist so eingerichtet, daß die Schwingungsebene des einen Nicols durch den Nullpunkt des feststehenden Nonius geht. Setzt man dann den Objekttisch mit der Krystallplatte so auf den Noniuskreis, daß der Nullpunkt der Teilung mit dem des Nonius koinzidiert (Fig. 331, rechts oben), so fällt die Kante AB (Fig. 332), zu welcher die Auslöschungsschiefe gefunden werden soll, in die Richtung B_1D_1 der Schwingungsebene des zweiten Nicols, die nun mit der Richtung 90°—270°, welche die der Schiene ist, koinzidiert. Dreht man jetzt den Krystall bis zum Eintritt der völligen Auslöschung, so kann man den dazu nötigen Winkel α, die gesuchte Auslöschungsschiefe, unmittelbar am Teilkreis ablesen. Die Instrumente, mit denen die Auslöschungsschiefen bestimmt werden, sind das Stauroskop (235) und vor allem das Mikroskop mit Polarisation (236).

235. Stauroskop. Die Messung der Auslöschungsschiefe ist mit dem gewöhnlichen Polarisationsinstrument ungenau, weil das durch Kreuzung der Nicols erzeugte dunkle Sehfeld infolge des ganz allmählichen Übergangs von Hell in Dunkel wenig empfindlich ist, so daß man die Krystallplatte, wenn ihre Schwingungsrichtungen mit

denen der gekreuzten Nicols zusammenfallen, um einen gewissen Winkel nach rechts oder links drehen kann, ohne daß das Auge eine deutliche Veränderung (Aufhellung) des Sehfelds wahrnimmt. Um diesem Übelstand abzuhelfen, hat man das *Stauroskop* konstruiert, dessen wesentlicher Unterschied von einem gewöhnlichen Polarisationsinstrument für paralleles Licht darin besteht, daß in dasselbe noch ein Stück eingeschaltet ist, durch welches sein Sehfeld für solche Messungen empfindlicher gemacht wird, d. h. so, daß in demselben sofort eine starke, leicht bemerkbare Veränderung ohne allmähliche Übergänge eintritt, wenn die aufeinander senkrechten Schwingungsrichtungen beider Nicols und die der Platte einen auch nur ganz geringen Winkel miteinander machen.

Man benützt zu diesem Zweck gegenwärtig vielfach die aus zwei planparallel und gleich schief gegen die Achsen geschliffenen Kalkspatstücken bestehende Doppelplatte von *Calderon*, in der die beiden Kalkspatstücke nach einer durch die Achse des Instruments gehenden, das Sehfeld halbierenden Diametralebene symmetrisch miteinander verbunden sind. Diese Platte gibt bei gekreuzten Nicols ein gleichmäßig graues Sehfeld, wenn die Trennungsfläche der beiden Stücke der Doppelplatte dem Hauptschnitt eines Nicols parallel ist, vorausgesetzt, daß kein anisotroper Krystall eingelegt ist oder daß die Schwingungsrichtungen des Krystalls mit denen des Instruments zusammenfallen. Machen diese dagegen einen auch nur ganz kleinen Winkel miteinander, so wird das Sehfeld in der Weise geändert, daß die beiden Hälften desselben rechts und links von dem durch jene Trennungsfläche bestimmten Durchmesser die eine heller, die andere dunkler werden als vorhin (sog. Halbschattenapparat), also eine große Verschiedenheit zeigen, welche bei der Drehung der Krystallplatte erst bei der genauen Koinzidenz jener Schwingungsrichtungen wieder vollständig verschwindet. Diese Koinzidenz erkennt man also dann aus der völlig gleichmäßigen Färbung des Sehfelds. Dabei ist die Unsicherheit der Einstellung sehr viel geringer, als bei dem einfachen dunkeln Sehfeld des Polarisationsinstruments. Bei der Beobachtung muß man aber hierbei auf das Okular des Instruments (Fig. 331, rechts) eine Linse s aufsetzen, welche die bei m befindliche Doppelplatte, die mittels einer über das untere Ende der Röhre z übergeschobenen Messinghülse δ befestigt ist, sowie den unmittelbar unter m befindlichen Krystall scharf zu sehen gestattet. Die Messinghülse δ trägt bei α und β einen Diaphragmaapparat.

Man hat außer dieser Calderonschen Doppelplatte das Sehfeld auch durch andere Mittel empfindlicher gemacht. Der Erfinder des Stauroskops, *von Kobell*, hat eine senkrecht zur Achse geschliffene Kalkspatplatte eingeschaltet, welche die in (246) beschriebene Interferenzfigur gibt. *Brezina* hat eine, eine ähnliche Figur gebende Kalkspatdoppelplatte konstruiert. Beide Figuren bleiben nur dann ganz ungestört, wenn die Schwingungsrichtungen einer anisotropen Krystallplatte genau mit denen der gekreuzten Nicols zusammenfallen resp. wenn das untersuchte Mineral isotrop ist. Auch sind sog. *Zwillingsnicols* statt des einen gewöhnlichen Nicols p des Instruments angewendet worden; ferner eine 3,75 mm dicke Quarzplatte senkrecht zur Achse oder die sog. Bertrandsche *Quarz-Doppelplatte* (247) und anderes. Auch zur Verbesserung und zur Korrektur der Einstellung der Kante in der Richtung der Schwingungsebene des einen Nicols sind besondere Vorrichtungen getroffen worden (vergl. auch (237)).

(Vergl. *v. Kobell*, Gelehrte Anzeigen Münch. Ak. 1855, 146 und Pogg. Ann.

Bd. 40, 41, 42; *Grailich*, kryst.-opt. Untersuchungen (vergl. (3)); *Brezina*, Pogg. Ann. Bd. 128 und 130; *Groth*, Pogg. Ann. 144; *Calderon*, Zeitschr. Kryst. II; *Laspeyres*, Zeitschr. Kryst. VI. VIII., Zeitschr. Instrum.-Kunde, 1882.)

236. Mikroskop mit Polarisation. Zur Beobachtung der Krystalle im polarisierten Licht, besonders von sehr kleinen, z. B. in Mineralgemengen, Gesteinen etc., werden vielfach gewöhnliche Mikroskope angewendet. Diese müssen einen drehbaren und in Grade geteilten Objekttisch haben; über und unter diesem wird je ein Nicol in den Gang der Lichtstrahlen eingeschaltet und die beiden Kreuzfäden gehen den Schwingungsrichtungen der beiden gekreuzten Nicols parallel. Die Mineralien werden, wenn nötig, in papierdünnen Lamellen (Dünnschliffen) untersucht, da oft dickere Schichten nicht durchsichtig genug sind. Bei der gewöhnlichen Anordnung der Mikroskope findet die Beobachtung im parallelen Licht statt, und man kann dabei beobachten, ob ein Mineral isotrop ist oder nicht, wobei man oft zweckmäßig durch Einschaltung eines Gipsplättchens etc. das Sehfeld empfindlicher macht (235). Man kann die Auslöschungsschiefen bestimmen, indem man die betreffende Kante auf einen Kreuzfaden einstellt und sodann den Krystall bis zur Verdunklung herumdreht; dann läuft eine Auslöschungsrichtung demselben Kreuzfaden parallel. Der Winkel kann an dem Objekttisch abgelesen werden. Ist der Winkel, um den man den Krystall von einer Stellung zur anderen drehen muß, $= \alpha$, so ist auch die Auslöschungsschiefe zu der betreffenden Kante $= \alpha$. War die Platte schon bei der ersten Stellung vollkommen verdunkelt, also gar keine Drehung nötig, somit $\alpha = 0^{0}$, dann ist die Auslöschung zu jener Kante gerade. Dabei wird häufig das Mikroskop durch Beifügung einer Bertrandschen Quarz-Doppelplatte (235) etc. als Stauroskop (Mikrostauroskop) eingerichtet. Man beobachtet im Mikroskop, ob das Mineral homogen ist oder fremde Einschlüsse enthält, die sich im polarisierten Licht besonders scharf erkennen lassen; beobachtet, ob eine Substanz einheitlich gebaut oder aus einzelnen verschieden orientierten Individuen zusammengesetzt ist (256) etc. Auch Krystallwinkel (Kantenwinkel) können mit zweckmäßig eingerichteten Mikroskopen gemessen werden, sowie Brechungskoeffizienten (211, 220, 229); ebenso kann man die Verhältnisse des Pleochroismus untersuchen (262). Entfernt man das Okular, so kann man das Mikroskop in ein Polarisationsinstrument für konvergentes Licht verwandeln und wie in einem solchen die Interferenzfiguren (246, 250) untersuchen. Dabei muß dem unteren Nicol eine Linse (Kondensorlinse) aufgesetzt werden, damit das in den Krystall eintretende Licht konvergent genug wird, auch ist die Anwendung eines starken Objektivs erforderlich. Die so erhaltenen Interferenzbilder sind klein aber sehr scharf. Will man sie größer haben, wobei sie jedoch von ihrer Schärfe verlieren,

dann läßt man das Okular sitzen und schiebt über dem Objektiv eine vergrößernde Linse (Bertrandsche Linse) ein. Auch solche Mikroskope erhalten vielfach Erhitzungsvorrichtungen zur Erwärmung der zu beobachtenden Objekte und zur Beobachtung der optischen Eigenschaften bei höherer Temperatur.

(Vergl. die Werke von Rosenbusch, Zirkel und von Fouqué und Michel Lévy (3); sowie *Bertrand*, Bull. soc. min. France I. 1878, III. 1880, pag. 98; *C. Klein*, Nachr. Göttg. Ges. Wissensch. 1878, pag. 461 und Sitzungsber. Berlin. Akad. 1893, pag. 1; *v. Lasaulx*, N. Jahrb. Min. 1878, pag. 377 und 509; endlich *Rosenbusch* ibid. 1876; *Rinne*, Das Mikroskop im chemischen Laboratorium 1900; *Weinschenk*, Anleitung zum Gebrauch des Polarisationsmikroskops 1901.)

Im folgenden werden wir nun die verschiedenen Erscheinungen, die die isotropen und anisotropen Mineralien im Polarisationsinstrument darbieten, speziell und eingehend zu betrachten haben.

Verhalten isotroper und anisotroper Körper im Polarisationsinstrument.

(*Des Cloizeaux*, Mémoire sur l'emploi du microscope polarisant. Paris 1864. Aus Ann. des mines 6. ser. Bd. 6: deutsch; Pogg. Ann. Bd. 126, 1865, pag. 387.)

Isotrope Mineralien.

Amorphe Substanzen und reguläre Krystalle ohne Unterschied der Klassen. Reguläre Krystalle lassen sich auf optischem Wege allein nicht von amorphen Mineralien unterscheiden. Eventuell können die ersteren an der regelmäßigen Form oder an Blätterbrüchen erkannt werden, wenn sie im Polarisationsinstrument resp. Mikroskop als isotrop nachgewiesen sind.

237. Isotrope Mineralien. Bringt man ein isotropes Mineral in das Polarisationsinstrument (für paralleles oder auch für konvergentes Licht), so wird dadurch das Sehfeld im Bereich des Krystalls gar nicht verändert. Dasselbige bleibt hell bei parallelen, dunkel bei gekreuzten Nicols, wenn das Mineral mit dem Objektträger um 360° gedreht wird. Dies gilt für jede Richtung, in der man durch das Mineral hindurchsieht, sie mag sein, welche sie will. Diese Eigenschaft zeigt, daß in isotropen Substanzen die Beschaffenheit des Äthers nach allen Richtungen dieselbe ist. Auch ist sie für isotrope Substanzen so charakteristisch, daß sie erlaubt, isotrope Mineralien von anisotropen zu unterscheiden, was auf anderem Wege häufig unmöglich ist; denn anisotrope Substanzen verändern das Sehfeld des Polarisationsinstruments (233), wenn sie nicht in Plättchen senkrecht zu einer optischen Achse angewendet werden. Hierüber wird das Nähere unten (238 ff.) mitgeteilt werden.

Sehr schwache Doppelbrechung wird, da sie nur schwache Aufhellung des Sehfelds hervorbringt, leicht übersehen, und sehr schwach doppeltbrechende Körper werden daher leicht für isotrop gehalten. Man macht das Polarisationsinstrument

empfindlicher, indem man eine sehr dünne Gipsplatte so in das Instrument bringt, daß ihre Hauptschnitte 45° mit den Schwingungsebenen der Nicols machen. Das Sehfeld wird dann stark gefärbt und ein auch nur schwach doppeltbrechender Körper ändert die Farbe sehr deutlich, während auch das gefärbte Sehfeld von einem wirklich und nicht bloß scheinbar isotropen Körper nicht verändert wird. Am besten ist ein Gipsplättchen, welches im Polarisationsinstrument das Rot 1. Ordnung annimmt. Auch eine Quarzplatte senkrecht zur Achse von 3,75 mm Dicke gibt ein sehr empfindliches violettes Sehfeld (vergl. (235) und 239)).

Anisotrope Mineralien.

Alle Krystalle mit Ausnahme der regulären.

238. Erscheinungen im Polarisationsinstrument für paralleles Licht. Die Erscheinungen, welche anisotrope Substanzen im Polarisationsinstrument für paralleles Licht zeigen, sind für einachsige und zweiachsige Krystalle genau dieselben, wenn die Platten nicht senkrecht zu der (oder einer) optischen Achse gerichtet sind. Mit Ausnahme des letzteren Falles können sie daher hier einer gemeinsamen Betrachtung unterzogen werden. Sie sind von sehr erheblicher Bedeutung, da auf ihnen die Möglichkeit der sicheren Unterscheidung isotroper und anisotroper Substanzen (237) und manche andere wichtige Beobachtung beruht, die wir später kennen zu lernen haben, während hier zunächst nur von diesen Erscheinungen an sich die Rede sein wird. Sie bestehen in einer charakteristischen Veränderung des dunklen Sehfelds im Polarisationsinstrument zwischen gekreuzten Nicols im Bereich der Krystallplatte, wie schon oben (233) angedeutet ist und nun eingehender dargestellt werden soll.

Im konvergenten Licht sind die Erscheinungen in einachsigen und zweiachsigen Krystallen nicht mehr dieselben und werden daher unten getrennt betrachtet werden.

Bringt man eine Platte eines anisotropen (doppeltbrechenden) einachsigen oder zweiachsigen Krystalls, die nicht senkrecht zu der (oder einer) optischen Achse ist, in das Polarisationsinstrument für paralleles Licht mit gekreuzten Nicols, so ist sie in dem dunkeln Sehfeld völlig dunkel, sie ist, wie man zu sagen pflegt, ausgelöscht, wenn ihre beiden Auslöschungsrichtungen den Schwingungsebenen der beiden Nicols, also den beiden in diesen Richtungen gespannten Kreuzfäden parallel sind. Dies gibt uns ein Mittel, die Lage der Schwingungsrichtungen in einer solchen Krystallplatte zu bestimmen. Es sind die beiden Richtungen, in denen die Kreuzfäden bei der Dunkelstellung über die Platte hingehen. Sie können auf ihr in irgend einer Weise markiert werden; auch läßt sich deren Lage genauer bestimmen, indem man mittels des Stauroskops ihre Neigung zur krystallographischen Begrenzung oder zu Blätterbrüchen (Spaltungsrissen) mißt (234).

Im Gegensatz zu isotropen (einfachbrechenden) Substanzen bleibt

eine solche anisotrope Platte aber nur in der oben bezeichneten Lage dunkel. Dreht man sie nun aus dieser Dunkelstellung mit dem Objekttisch um 360°, so findet man, daß auch bei Azimuten von 90°, 180°, 270° und 360° (der ursprünglichen Lage) das Sehfeld dunkel ist; bei allen diesen Stellungen fallen die Auslöschungsrichtungen der Platte mit den Schwingungsrichtungen des Instruments zusammen (Parallelstellung, auch Kreuz-(+)stellung oder Normalstellung der Krystallplatte). In sämtlichen zwischenliegenden Azimuten ist das Sehfeld dagegen im Bereich der Platte mehr oder weniger aufgehellt, am stärksten bei den Azimuten von 45°, 135°, 225° und 315°, also bei denen, die zwischen zwei solchen vollkommener Verdunklung genau in der Mitte liegen, so daß die Auslöschungsrichtungen des Plättchens Winkel von 45° mit den Schwingungsrichtungen des Instruments einschließen (Diagonalstellung oder 45°-Stellung oder X-Stellung der Krystallplatte). Dreht man letztere von diesen Stellungen aus nach beiden Seiten, so findet allmähliche Verdunklung statt und bei 45° tritt völlige Auslöschung ein, worauf dann wieder eine allmähliche Aufhellung bis zu abermals 45° zu beobachten ist. Bei einer vollkommenen Kreisdrehung der Platte um 360° zwischen gekreuzten Nicols folgen sich also abwechselnd je vier allmählich ineinander übergehende vollständige Aufhellungen und Verdunklungen in Abständen von je 45°. Diese Erscheinungen sind sichere Merkmale der Doppelbrechung, eine einfachbrechende Platte würde ja bei der Kreisdrehung um 360° ganz unverändert dunkel bleiben (237).

Hier ist die Dispersion der Elastizitätsachsen zu beachten (227). Eine Krystallplatte kann nur dann vollkommen dunkel werden, wenn ihre Schwingungsrichtungen für alle Farben dieselbe Lage, also keine Dispersion haben. Ist Dispersion vorhanden, dann ist die Platte nur für eine bestimmte Farbe ausgelöscht, für die anderen nur nahezu, nicht ganz. Sie bleibt also im weißen Licht, allerdings im allgemeinen nur sehr wenig, hell und zeigt jedenfalls keine bestimmte, rasch eintretende völlige Verdunkelung. Manche Krystalle besitzen indessen doch eine so starke Dispersion, daß die Helligkeit zwischen gekreuzten Nicols im weißen Licht bei der Normalstellung recht merklich ist. Dies kann natürlich nur bei monoklinen und triklinen Krystallen vorkommen.

239. Interferenzfarben. Nur Aufhellung und Verdunklung des Krystalls findet statt, wenn man das Instrument mit homogenem Licht beleuchtet (211, 1). Tritt jedoch weißes Licht ein, so wird das aufgehellte Plättchen, wenn es nicht zu dick ist, auch, unabhängig von seiner Körperfarbe, *gefärbt*. Aufhellung sowohl wie Färbung sind Folge der Interferenz der durch die Doppelbrechung entstehenden Lichtstrahlen (233); diese Farben werden daher die *Interferenzfarben* oder auch die *Polarisationsfarben* der Krystalle genannt. Es sind dieselben Farben, die auch in sehr dünnen Schichten isotroper Substanzen im gewöhnlichen Licht, z. B. an Seifenblasen, zu beobachten sind und

die danach die *Farben dünner Plättchen* (oder auch die *Newtonianischen Farben*) heißen. Am lebhaftesten ist die Färbung in der Diagonalstellung. Die Art der Färbung (die Farbe) hängt allein ab von dem mehr oder weniger großen Gangunterschied, den die beiden den Krystall in derselben Richtung, aber mit verschiedener Geschwindigkeit durchziehenden Lichtwellen bei ihrem Austritt aus demselben erlangt haben. Ist der Gangunterschied klein, so entstehen blasse graue und gelbe Farben; bei größeren Gangunterschieden tritt ein lebhaftes Rot, Violett, Blau, Grün und Gelb auf. Dies wiederholt sich bei allmählich weiter wachsenden Gangunterschieden, wobei die Farben aber immer blasser werden, bis sie schließlich einem einheitlichen Weiß Platz machen. Die Interferenzfarben bilden bei stetig fortschreitender Zunahme der Gangunterschiede eine fortlaufende Reihe mit ganz allmählichen Übergängen, die bei allen Substanzen (wenigstens soweit sie farblos sind), genau in derselben Weise wiederkehrt. Um die einzelnen Farben genauer bezeichnen zu können, hat man diese ganze Reihe nach dem mehrfach wiederholten Auftreten von Rot in eine Anzahl von Ordnungen eingeteilt, die von der ersten, niedrigsten an, immer größeren Gangunterschieden entsprechen. Die 1. Ordnung, die Farben der kleinsten Gangunterschiede umfassend, geht bis hinter das erste Rot, das Rot 1. Ordnung; die 2. Ordnung geht bis hinter das zweite Rot (Rot 2. Ordnung) etc. bis zum Weiß, das bei den größten Gangunterschieden auftritt und das als das Weiß höherer Ordnung bezeichnet wird. Innerhalb jeder einzelnen Ordnung findet bei dieser Abgrenzung keine Wiederholung der Farben statt. Am intensivsten und leuchtendsten sind die Farben der 2. Ordnung und die daran sich anschließenden Teile der 1. und 3. Von hier an werden sie nach beiden Richtungen hin blasser und matter, bis sie in der 1. Ordnung in völliger Dunkelheit (Gangunterschied = 0), nach den höheren Ordnungen hin im Weiß endigen. Nach der ersten Richtung hin *fallen*, nach der anderen *steigen* die Farben.

Die Gangunterschiede der einen anisotropen Krystall in derselben Richtung durchziehenden Lichtwellen und damit die Interferenzfarben sind abhängig von der Dicke und von der speziellen Doppelbrechung der Platte. Je dicker die Platte ist, desto größer muß cet. par. der Gangunterschied der austretenden Lichtwellen werden, desto höher somit die Interferenzfarbe. So zeigt ein Spaltungsplättchen von Gips bei einer Dicke von 0,044 resp. 0,116 und 0,178 mm das Rot der 1. resp. der 2. und der 3. Ordnung etc. Bei gleicher Dicke ist die Farbe überall dieselbe über die ganze Platte hinweg; bei verschiedener Dicke der Platte wechselt deren Farbe mit dieser und zeigt einen oftmals recht bunten Anblick. Danach ist es auch leicht, die Interferenzfarben in kontinuierlicher Reihenfolge von der niedrigsten bis zur höchsten in

ihrem allmählichen Wechsel sichtbar zu machen, indem man nicht eine planparallele Platte, sondern eine keilförmig geschliffene im Polarisationsinstrument betrachtet, deren Dicke von 0 an der Schneide allmählich wächst. Mit der Dicke nehmen die Gangunterschiede ganz stetig zu und demgemäß wechseln die Polarisationsfarben, die sich in geradlinigen isochromatischen Streifen parallel mit der Schneide, entsprechend Streifen gleicher Dicke, über die keilförmige Platte hinziehen. An der Schneide treten die niedrigsten, nach der entgegengesetzten Seite hin allmählich immer höhere Ordnungen, überhaupt höhere Farben auf. Je schärfer der Keil, je geringer und allmählicher dessen Dickenzunahme, desto langsamer die Farbenänderung, desto breiter die Streifen gleicher Färbung und umgekehrt. Wir werden darauf unten noch einmal zurückkommen und die Erscheinungen im Keil eingehend betrachten (240). (Eine sehr gute Abbildung der drei ersten Ordnungen der Polarisationsfarben siehe: Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der Mineralien, 2. u. 3. Aufl. Tafel 1.)

Betrachtet man gleich dicke Platten von Krystallen verschiedener Substanzen oder solche von verschiedener Orientierung in demselben Krystall, so sind ihre Farben im allgemeinen verschieden, weil die spezielle Doppelbrechung dieser Platten, d. h. der Unterschied der Elastizität in den beiden in ihr liegenden Schwingungsrichtungen, verschieden ist. Je größer dieser Elastizitätsunterschied ist, je größer also auch die Geschwindigkeitsdifferenz der beiden, den Krystall durchziehenden Lichtwellen ist, desto beträchtlicher muß der Gangunterschied, desto höher die Interferenzfarbe sein. Der Unterschied der Ätherelastizität in der Krystallplatte ist aber seinerseits wieder abhängig einmal von der Größe der Doppelbrechung in dem Krystall überhaupt, d. h. von der Größe der Elastizität in der Richtung der Hauptachse und senkrecht dazu resp. in der Richtung der größten und der kleinsten Elastizitätsachse, oder was dasselbe ist, von den Hauptbrechungskoeffizienten. Er ist aber auch in demselben Krystall von der Lage der Platte, von ihrer Neigung in einachsigen Krystallen gegen die Hauptachse, in zweiachsigen gegen die Elastizitätsachsen abhängig. Ist die Platte parallel der Hauptachse oder parallel den Elastizitätsachsen OX und OZ (221), dann ist die Elastizitätsdifferenz und damit die spezielle Doppelbrechung der Platte die größte in dem Krystall überhaupt mögliche und die Interferenzfarbe die höchste, die bei der betreffenden Dicke an dem Krystall überhaupt vorkommen kann. Je größer dessen Doppelbrechung überhaupt ist, je größer die Differenz des kleinsten und des größten (resp. der beiden) Hauptbrechungskoeffizienten, desto höher die Farbe. Ist die Platte gegen die Achse resp. die beiden genannten Elastizitätsachsen geneigt, so wird ihre spezielle Doppelbrechung kleiner; die Farbe wird bei gleich-

bleibender Dicke niedriger und zwar um so mehr, je größer der Winkel wird, den die Platte mit der einen resp. einer der beiden optischen Achsen macht. Der Grenzfall tritt ein, wenn sie auf einer optischen Achse senkrecht ist. Dann ist überhaupt kein Elastizitätsunterschied mehr in der Fläche der Platte, diese bleibt dunkel (bei einachsigen Krystallen) oder zeigt wenigstens (bei zweiachsigen) beim Drehen keine Helligkeitsunterschiede mehr.

Die Interferenzfarben sind neben der abwechselnden Aufhellung und Verdunkelung mit die sichersten Beweise für die Doppelbrechung. Wo man im Polarisationsinstrument derartiges beobachtet, hat man es gewiß mit einer anisotropen Substanz zu tun. Wenn die Doppelbrechung sehr schwach ist, dann ist die Aufhellung oft so gering und die Farbe so nieder (grau), daß sie zweifelhaft bleiben und der Krystall isotrop erscheinen kann. Die Hilfsmittel zur Erkennung sehr geringer Spuren von Doppelbrechung sind schon oben (237) angegeben. Indessen darf man, wenn eine Platte auch keine Spur von Doppelbrechung durch Aufhellung und Verdunklung und durch Polarisationsfarben zeigt, noch nicht schließen, daß der Krystall überhaupt isotrop sei. Die Platte kann ja zufällig genau senkrecht zu der optischen Achse getroffen sein. Um ganz sicher zu gehen, ist es dann geboten, aus demselben Krystall in anderer Richtung noch eine zweite Platte zu schleifen. Erst wenn beide Platten vollkommen dunkel bleiben etc. kann man auf Isotropie der betreffenden Substanz mit Sicherheit schließen.

Die Stärke der Aufhellung einer Platte und die Höhe der Interferenzfarben sind bis zu einem gewissen Grade ein Maß der Doppelbrechung des betreffenden Krystalls oder können es wenigstens unter Umständen sein. Wenn dünne Plättchen schon Farben höherer Ordnung zeigen, ist die Substanz sicher stark doppeltbrechend; ihre Hauptbrechungskoeffizienten sind sehr verschieden. Es ist aber nicht gestattet, den umgekehrten Schluß zu machen. Wenn eine Platte niedrige Polarisationsfarben zeigt, so kann dies ja wohl daher rühren, daß die betreffende Substanz überhaupt schwach doppeltbrechend ist, ebensogut aber auch daher, daß die Platte nahezu normal zu einer optischen Achse getroffen ist. Niedrige Polarisationsfarben sind somit nicht charakteristisch für die Substanz der Platte, nur hohe. Nur wenn Platten in allen Richtungen aus dem Krystall herausgeschnitten niedrige Polarisationsfarben zeigen, ist die Substanz überhaupt schwach doppeltbrechend.

Wichtig sind Beobachtungen dieser Art für die Untersuchung von Mineralien in Gesteinsdünnschliffen. Die Dicke ist hier sehr gering, ca. 0,025—0,04 mm und überall ziemlich dieselbe an einem Schliff, so daß also bei der Vergleichung der Interferenzfarben nur die Doppelbrechung der einzelnen Krystalldurchschnitte zu berücksichtigen ist. Findet man bei einem Mineral auch nur in einem Durchschnitt

hohe Interferenzfarben, so ist es sicher stark doppeltbrechend. Sind die Farben bei allen Schnitten eines anderen Minerals ausnahmslos niedrig, dann ist dieses schwach doppeltbrechend, denn sonst hätte sicher das eine oder andere Korn höhere Farben hervorgebracht etc.

Es sei noch bemerkt, daß bei paralleler Stellung der Nicols alle die oben betrachteten Erscheinungen gerade entgegengesetzt werden. Wo Dunkelheit war, ist dann Helligkeit und jede Farbe ist in ihre Komplementärfarbe verkehrt.

Platten senkrecht zu der Achse einachsiger Krystalle oder zu einer der beiden optischen Achsen zweiachsiger haben das gemeinsam, daß sie ihre Erscheinungsweise im Polarisationsinstrument beim Drehen nicht ändern, sie zeigen aber den Unterschied, daß sie im ersteren Fall stets dunkel, im letzteren stets hell bleiben, wovon unten bei der speziellen Betrachtung der ein- und zweiachsigen Krystalle noch weiter die Rede sein wird.

Ist die Platte nicht genau, aber nahezu senkrecht zu der (einer) Achse, so ändert sie sich beim Drehen etwas, aber wenig und die maximalen Dunkelheiten und Helligkeiten gehen ganz allmählich ineinander über. Je weiter sich die Platte von dieser Richtung entfernt, desto erheblicher und schärfer werden die Helligkeitsunterschiede. Diese erhalten ihren größten Wert, wenn die Platte der Achse, resp. einer Achsenebene (namentlich der Achsenebene XOZ (221)) parallel ist.

240. Quarzkeil. Der Grad der Aufhellung einer Krystallplatte im homogenen Licht in der Diagonalstellung ist, wie wir gesehen haben, auch von der Dicke abhängig. Am stärksten wird eine solche Platte aufgehellt, wenn diese Dicke so ist, daß die geschwindere der beiden in ihr sich bewegenden Wellen beim Austritt aus der Platte der langsameren um eine halbe Wellenlänge des angewendeten Lichts in der Luft ($\frac{1}{2}\lambda$) oder um ein ungerades Vielfaches einer solchen ($\frac{3}{2}\lambda$, $\frac{5}{2}\lambda, \ldots \frac{2n-1}{2}\lambda$) verausgeeilt ist. Dagegen findet eine Aufhellung auch bei der Diagonalstellung überhaupt nicht mehr statt, wenn die Platte eine solche Dicke hat, daß der Gangunterschied genau eine ganze Wellenlänge (λ) oder ein ganzes Vielfaches derselben (2λ, $3\lambda \ldots n\lambda$) beträgt. In diesem Fall bleibt die Platte bei einer Umdrehung um 360° zwischen gekreuzten Nicols bei der Beleuchtung mit der betreffenden Lichtsorte stets dunkel. Bei Anwendung einer anderen Lichtsorte (einem anderen Wert für λ) würde wie gewöhnlich abwechselnde Aufhellung und Verdunklung stattfinden. Für bleibende Dunkelheit müßte jetzt die Dicke eine etwas andere sein.

Hierauf beruhen die Erscheinungen, die eine keilförmig geschliffene Krystallplatte, zunächst im homogenen Licht, zwischen gekreuzten Nicols darbietet. Hat man z. B. einen Quarzkeil, dessen eine Fläche der Achse parallel ist und dessen andere Fläche einen sehr kleinen Winkel mit dieser macht, so zeigt sich im Polarisationsinstrument, wenn die Achse einen Winkel von 45° mit den Schwin-

gungsrichtungen beider Nicols einschließt (Diagonalstellung), ein System von Streifen, die abwechselnd hell (von der Farbe des angewendeten Lichts) und dunkel parallel mit der Schneide des Keils über diesen in gerader Linie und in gleicher Entfernung voneinander hinziehen. Die dunkeln Streifen entsprechen Dicken, bei denen der Gangunterschied $n\lambda$, die zwischenliegenden hellsten Dicken, bei denen dieser $\frac{2n-1}{2}\lambda$ beträgt. In der Normalstellung ist jedesmal der ganze Keil dunkel, in der Diagonalstellung sind die hellen Streifen am intensivsten, und beides wechselt bei einer Drehung um 360° viermal ab. Eine planparallele Platte erscheint in allen Lagen über ihre ganze Oberfläche wie eine gleich dicke Stelle des Keils.

Die Streifen sind aber, wie nach dem Obigen ohne weiteres klar ist, nicht für alle Lichtarten gleich weit voneinander entfernt. Für Licht mit größerer Wellenlänge, also z. B. für rotes, sind sie weiter voneinander entfernt, als für solches mit kleinerer Wellenlänge, also z. B. für blaues. Dies kann man schon sehen, wenn man den Keil erst durch ein rotes, dann durch ein dunkelblaues Glas betrachtet. Im ersten Fall liegen die Streifen merklich weiter auseinander, als im zweiten, und an mancher Stelle liegt ein heller Streifen für rot da, wo ein dunkler für blau sich befindet und umgekehrt. Daher müssen auch die im roten Licht dunkel bleibenden Platten jeweilig etwas dicker sein, als im blauen.

Dieses Verhalten gibt uns die Erklärung für die Farbenerscheinungen, die man an einem Keil im weißen Licht sieht und für die Interferenzfarben von Krystallplatten im weißen Licht überhaupt. Im weißen Licht verschwinden die dunkeln Streifen, alle sind hell, aber von verschiedener Färbung, in ihrer Aufeinanderfolge entsprechend der Reihe der newtonianischen Farben nach ihren verschiedenen Ordnungen, wie wir dies schon oben (239) gesehen haben. Dies rührt daher, daß an Stellen, wo eine Lichtsorte ausgelöscht ist, also für sich einen dunkeln Streifen geben würde, andere Lichtsorten nicht ausgelöscht sind, also einen mehr oder weniger hellen Streifen erzeugen. Die Farbe dieses Streifens ist eine Mischung aller der Teile des weißen Lichts, die an dieser Stelle (bei dieser Dicke) nicht ausgelöscht sind und hier demnach zur Geltung kommen. Wird z. B. blau ausgelöscht, so wird ein Streifen entstehen, der sich dem komplementären Gelb nähert, da außer blau alle anderen Lichtsorten mehr oder weniger intensiv wirken etc. Diese Mischfarben sind auch hier die newtonianischen Farben dünner Plättchen und jede planparallele Platte hat überall im weißen Licht dieselbe Farbe, wie die gleich dicke Stelle des Keils.

Solche Keile sind nicht unwichtige Instrumente, die wir zu gewissen Untersuchungen (Ermittlung des Charakters der Doppelbrechung, genaue Bestimmung

von Interferenzfarben, Unterscheidung der Richtungen der größten und kleinsten Elastizität auf einer Platte) vielfach benutzen werden. Sie werden meist in der oben angegebenen Weise aus Quarz hergestellt und zwar gewöhnlich so, daß die Richtung der Achse auf der Schneide senkrecht steht. In der Achsenrichtung ist der Keil stets stark verlängert. Diese Längsrichtung ist dann die Richtung der kleinsten Elastizität in dem Keil; letztere kann man daran auf den ersten Blick erkennen. Zum Schutz der Schneide wird der Keil auf eine etwas größere Glasplatte aufgeklebt.

241. Kompensation. Zwei anisotrope Krystallplatten kann man mit parallelen Auslöschungsrichtungen in zweifacher Weise übereinander legen. Entweder fallen die gleichartigen Richtungen aufeinander oder die ungleichartigen, m. a. W.: entweder sind die Richtungen der größten Elastizität und ebenso die der kleinsten in beiden Platten parallel; oder die Richtung der größten Elastizität der einen Platte fällt in die der kleinsten der anderen und umgekehrt (parallele und gekreuzte Lage der Platten). Im Polarisationsinstrument summieren sich bei der ersten Lage die Gangunterschiede beider Platten und sie zeigt eine Farbe, die einer Krystallplatte zukommt, in der für sich allein ein Gangunterschied entsteht, wie in den beiden zusammen (Additionsstellung beider Platten). Hat man z. B. zwei Platten derselben Substanz mit gleicher krystallographischer Orientierung, also etwa zwei Spaltungsplättchen von Gips, so wirken sie beide zusammen wie eine Gipsplatte von der Summe der Dicken, somit, wenn sie beide gleich dick sind, von der doppelten Dicke. Bei der zweiten gekreuzten Lage der Platte ist ihr Gesamtgangunterschied gleich der Differenz der Gangunterschiede beider und die Farbe entspricht der einer Platte, in welcher der Gangunterschied diese geringere Größe hat (Subtraktionsstellung beider Platten). Die zwei Spaltungsplättchen von Gips wirken bei der Kreuzung wie ein einziges mit der Differenz der Dicken beider und wenn sie beide gleich dick sind, hebt sich ihre Wirkung vollkommen auf; das Plättchenpaar bleibt bei einer vollkommenen Kreisdrehung jederzeit vollkommen dunkel, wie wenn die Substanz isotrop wäre. Diese Erscheinung wird als die der *Kompensation* bezeichnet. Sie kann benützt werden: 1. zur genauen Bestimmung der Interferenzfarben und ihrer Zugehörigkeit zu der oder jener Ordnung, was zur Beurteilung der Stärke der Doppelbrechung u. U. von Wichtigkeit sein kann; 2. zur Unterscheidung der beiden in der Platte liegenden Schwingungsrichtungen (Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung). Erscheinungen der Kompensation waren es auch, die wir oben zur Erkennung sehr schwacher Grade von Doppelbrechung benützt haben (237).

242. Bestimmung der Interferenzfarben. Wenn eine Krystallplatte im Polarisationsinstrument z. B. Rot zeigt, so kann dies ver-

schiedenen Ordnungen angehören. Um zu entscheiden welcher, gibt man der Platte genau die 45°-Stellung, in der die Farbe in höchster Intensität erscheint. Dann schiebt man dicht unter dem oberen Nicol, ebenfalls unter 45°, ganz allmählich den Quarzkeil ein, so daß auch seine Farben im höchsten Glanz erscheinen. Es seien nun Keil und Platte gekreuzt. Dann subtrahieren sich die Wirkungen beider; die Farben des Keils werden niedriger und an einer gewissen Stelle, bei einer gewissen Dicke des Keils, werden sich beider Wirkungen gerade aufheben. Hier muß statt eines farbigen ein schwarzer Streifen entstehen und, wenn man nun die zu untersuchende Platte entfernt, sieht man unmittelbar, an welcher Stelle des Keils dieser auftrat, wo also die Wirkung der Platte und des Keils sich gegenseitig aufhoben. Die Interferenzfarbe an dieser Stelle des Keils ist diejenige der Platte. Trat beim ersten Einschieben des Keils nirgends ein schwarzer Streifen auf und wurden die Farben gleichzeitig höher statt niedriger, dann lagen Platte und Keil mit gleichartigen Schwingungsrichtungen übereinander. Der Keil muß dann unter 90° zur 1. Stellung noch einmal eingeschoben werden, damit Kreuzung mit der Platte entsteht, die zur Bestimmung der Farbe notwendig ist.

243. Unterscheidung der beiden Schwingungsrichtungen in der Platte. Nach dem Bisherigen können wir die Lage der beiden Schwingungsrichtungen in einer Platte leicht ermitteln (238). Sie sind durch die beiden Kreuzfäden bei der Dunkelstellung gegeben und lassen sich ohne Schwierigkeit auf der Platte markieren. Es handelt sich nun aber darum, zu erfahren, welcher von diesen beiden Richtungen die größte und welcher die kleinste Elastizität entspricht. Hierzu kann man sich in ganz gleicher Weise des Keils bedienen, wie oben (242). Werden die Farben des Keils bei der Überdeckung der Platte erniedrigt und tritt statt eines farbigen irgendwo ein schwarzer Streifen auf, dann sind beide gekreuzt und die auf dem Keil bezeichnete Richtung der kleinsten Elastizität (dessen Längsrichtung) ist die Richtung der größten Elastizität in der Platte. Findet ein Steigen der Farben statt (was aber weniger charakteristisch ist), so bezeichnet die Richtung der kleinsten Elastizität des Keils auch die in der Krystallplatte. Der Kontrolle wegen pflegt man den Keil stets in beiden Richtungen einzuschieben.

Statt des Keils läßt sich zu demselben Zwecke auch oft eine überall gleich dicke Platte eines anisotropen Krystalls verwenden, die eine empfindliche Interferenzfarbe gibt und auf der die Richtung der kleinsten Elastizität verzeichnet ist, z. B. ein Gipsplättchen mit Rot 1. Ordnung etc. Sinkt die Farbe beim Einschieben über die zu untersuchende Platte, d. h. wird sie niedriger, geht sie also z. B. aus Rot 1. Ordnung in gelb oder grau über, dann sind beide gekreuzt etc. Der Keil wird aber im allgemeinen vorgezogen, da bei ihm das besonders charakteristische

Kennzeichen des schwarzen Streifens auftritt. (*Klocke*, N. Jahrb. f. Min. etc. 1886, 1. Bd., pag. 54; *C. Klein*, Nachr. Götting. Ges. Wissensch. 1884, pag. 421.)

Gipsplättchen mit dem Rot 1. Ordnung, auf dem die Richtung der kleinsten Elastizität bezeichnet ist, werden den Polarisationsinstrumenten gewöhnlich beigegeben. Zur Kontrolle dieser letzteren Richtung kann man folgende Erscheinung benutzen: Stellt man ein solches Gipsplättchen zwischen den gekreuzten Nicols auf rot und dreht es dann um die beiden Auslöschungsrichtungen, so daß man nun nicht mehr senkrecht hindurch sieht, dann geht die rote Farbe das eine Mal in blau, das andere Mal in gelb über. Bei dem Übergang in blau hat man um die Richtung der *kleinsten* Elastizität gedreht.

Einachsige Krystalle.

Krystalle des quadratischen und hexagonalen Systems. Beide Gruppen verhalten sich im Polarisationsinstrument ganz gleich und können auf optischem Wege nicht unterschieden werden. Hexagonale Krystalle zeigen manchmal dreiseitige und sechsseitige, quadratische vier- oder achtseitige Umrisse und Durchschnitte (Spaltrisse).

244. Im parallelen Licht. Eine Platte eines einachsigen Krystalls senkrecht zur optischen Achse bleibt bei einer vollen Umdrehung zwischen gekreuzten Nicols und für alle Farben dunkel, da durch sie das Licht in einer Richtung hindurchgeht, in der sich nur eine einzige Welle und nur ein Strahl fortpflanzen kann. Sie verhält sich genau wie eine Platte aus einem isotropen Körper; der Unterschied ist nur der, daß alle aus einem solchen herausgeschnittenen Platten, sie mögen gerichtet sein, wie sie wollen, dieses Verhalten zeigen (237), während dies bei einachsigen Krystallen nur in Platten senkrecht zur Achse der Fall ist. In allen Platten von anderer Richtung treten die in (238 ff.) betrachteten Erscheinungen auf. Bleibt von einem Krystall, der nach seiner Form für quadratisch oder hexagonal gehalten wird, eine Platte senkrecht zur vermeintlichen Achse im Polarisationsinstrument nicht dunkel, dann ist der Krystall nur scheinbar hexagonal oder quadratisch und ist tatsächlich einem anderen System zuzuweisen.

245. Im Stauroskop. In einer Platte eines einachsigen Krystalls sind die beiden Schwingungsrichtungen stets senkrecht und parallel zu dem Hauptschnitt, in dem der einfallende Lichtstrahl liegt (215). Dem entsprechend beobachtet man an einachsigen Krystallen im Stauroskop stets die folgenden Erscheinungen: Auf Prismenflächen (quadratischen und hexagonalen) ist eine Auslöschungsrichtung stets parallel, die andere senkrecht zur Prismenkante (Fig. 333, wo die Pfeile die Auslöschungsrichtungen angeben, letzteres auch bei den nachfolgenden Figuren). Auf Oktaeder-

Fig. 333. Fig. 334.

und Dihexaederflächen ist eine Auslöschungsrichtung senkrecht, die andere parallel der Seitenkante; auf Rhomboederflächen sind sie beiden Diagonalen parallel (Fig. 334), und zwar alles dies für jede Farbe und Temperatur. Trifft eines dieser Merkmale nicht zu, so ist der Krystall nicht hexagonal resp. quadratisch, wenn er auch äußerlich noch so sehr danach aussieht. So gibt es im monoklinen System rhomboederähnliche Körper (rhombische Prismen mit Schiefendfläche), welche aber die in Fig. 338 dargestellten Auslöschungsverhältnisse zeigen (249, b) und sich dadurch von wirklichen Rhomboedern meist leicht und sicher unterscheiden lassen.

246. Im konvergenten Licht. Eine Platte senkrecht zur Achse, welche im parallelen Licht von einer isotropen Platte nicht zu unterscheiden ist (244), läßt sich im konvergenten Licht leicht erkennen, da sie durch die Interferenz der den Krystall durchschreitenden ordentlichen und außerordentlichen Wellen eine sog. Interferenzfigur von folgender Form gibt: bei gekreuzten Nicols wird das Sehfeld von zwei in der Richtung der Polarisationsebenen des oberen und unteren Nicols verlaufenden und sich im Mittelpunkt rechtwinklig schneidenden schwarzen Balken durchzogen. Der Mittelpunkt ist umgeben von einem System von abwechselnd hellen und dunkeln, nach außen hin immer matter werdenden Kreisen. Erstere sind bei homogenem Licht alle gleich weit voneinander entfernt und gleich gefärbt. Bei weißem Licht sind sie von außen nach innen von verschiedener Färbung, aber in jedem Kreis auf dem ganzen Umfang gleich (isochromatische Kreise). Die Farben dieser Kreise stimmen nach Art und Aufeinanderfolge mit denen des Keils überein (240) und zwar liegen die niedrigen Ordnungen am nächsten beim Centrum. Sie blassen nach außen hin immer mehr ab, bis auch hier das Weiß der höheren Ordnung eintritt. Diese Erscheinung unterscheidet einachsige Krystalle von allen anderen.

Die Durchmesser der Ringe sind in derselben Platte größer für rotes, als für violettes Licht; sie sind um so enger, je dicker die Platten, gleiche Substanz und Farbe vorausgesetzt. Gleich dicke Platten verschiedener Substanzen geben um so engere Ringe, je stärker doppeltbrechend sie sind, je größer also der Unterschied der Brechungskoeffizienten ω und ε. Dies gibt uns ein Mittel, die Stärke der Doppelbrechung annähernd zu beurteilen. Gibt eine dicke Platte weite Ringe, so ist sie nur wenig doppeltbrechend. Beobachtet man in einer dünnen Platte enge Ringe, so muß die Doppelbrechung stark sein.

Eine Drehung der Platte um die Achse und eine Verschiebung der Platte läßt diese Interferenzfigur völlig ungeändert.

Bei parallelen Nicols wird alles bisher Helle dunkel, und umgekehrt; alle Farben werden in ihre Komplementärfarben verwandelt.

(Abbildungen von Interferenzerscheinungen, auch von zweiachsigen Krystallen: *Hauswaldt*. Interferenzerscheinungen an doppeltbrechenden Krystallplatten im konvergenten polarisierten Licht, photographisch aufgenommen. Magdeburg 1902. Mit einem Vorwort von Th. Liebisch.)

247. Cirkularpolarisation. Einige einachsige Krystalle (von Mineralien Quarz und Zinnober) haben die Eigenschaft, daß sich längs ihrer Achse zwei nicht geradlinig, sondern in Kreislinien in entgegengesetzter Richtung schwingende (cirkular polarisierte) Wellen mit verschiedener Geschwindigkeit, aber gleicher Intensität vorwärts bewegen, wenn eine geradlinig polarisierte Welle auf die Unterseite der Platte fällt. Diese beiden Wellen interferieren beim Austritt aus der oberen Fläche der Platte und erzeugen wieder eine geradlinig polarisierte Welle, deren Polarisationsebene aber einen gewissen Winkel gegen die der einfallenden geradlinig polarisierten Welle macht, so daß im Krystall gewissermaßen die Schwingungsebene des durch den unteren Nicol polarisierten Lichts um jenen Winkel entweder nach rechts oder nach links gedreht erscheint. Diese Erscheinung heißt die Cirkularpolarisation der einachsigen Krystalle. Man unterscheidet dabei in dem eben angegebenen Sinne rechts- und linksdrehende Krystalle. In anderen Richtungen als in der der Achse findet keine Cirkularpolarisation statt.

Solche cirkularpolarisierende Krystalle zeigen daher in Platten senkrecht zur Achse im Polarisationsinstrument Erscheinungen, welche von den an anderen einachsigen Krystallen beobachteten zum Teil abweichen. Eine solche Platte erscheint in homogenem Licht und bei gekreuzten Nicols im Polarisationsinstrument für paralleles Licht nicht dunkel, sondern man muß erst den oberen Nicol nach rechts (rechtsdrehende Krystalle), resp. nach links (linksdrehende Krystalle) drehen, ehe das Sehfeld dunkel wird, und zwar gerade um den Winkel, um welchen die Polarisationsebene gedreht erscheint. Dieser Winkel ist bei Quarzplatten bei gleicher Dicke kleiner für rotes als für violettes Licht und ist für dasselbe Licht der Dicke der Platte proportional, also bei einer Platte von 2 mm Dicke noch einmal so groß, als bei einer solchen von 1 mm. Die Drehung (nach rechts oder links ganz gleich) beträgt bei einer Quarzplatte von 1 mm Dicke 15°, 3 für rotes, 21°, 67 für gelbes, 42°, 20 für violettes Licht. Eine Quarzplatte von 3,75 mm Dicke dreht die untere Polarisationsebene für mittleres (gelbgrünes) Licht um 90°, sie zeigt also für solches Licht bei parallelen Nicols ein dunkles Sehfeld.

Im weißen Licht ist das Sehfeld bei jedem Winkel der beiden Nicols gegeneinander gefärbt, aber je nach der Größe des Winkels

beider Polarisationsebenen ist die Farbe verschieden und bei der Drehung eines, etwa des oberen, Nicols ändert sich dieselbe, denn bei jedem solchen Winkel ist eine andere Farbe ausgelöscht und die Platte ist gefärbt durch eine Mischung der jeweilig nicht ausgelöschten Teile des weißen Lichts. Ist das Sehfeld bei senkrecht gekreuzten Nicols z. B. gelb, so wird es bei rechten Krystallen bei der Drehung des oberen Nicols nach rechts im Sinne der Uhrzeiger der Reihe nach grün, blau etc., kurz, die Farben folgen sich in der Ordnung der Spektralfarben, obgleich es keine einfachen Spektralfarben, sondern auch hier wieder die kompliziert gemischten Farben dünner Plättchen sind. In linken Krystallen folgen sich beim Drehen des oberen Nicols von rechts nach links die Farben in derselben Ordnung; man kann daran rechte und linke Krystalle leicht unterscheiden. Wenn an den Quarzkrystallen Rhomben- oder Trapezflächen auftreten, kann man schon äußerlich erkennen, nach welcher Richtung die Drehung der Polarisationsebene erfolgt. Liegen diese Flächen rechts resp. links, dann wird auch die Polarisationsebene nach rechts resp. links gedreht (129).

Bei parallelen Nicols zeigt die Quarzplatte von 3,75 mm Dicke im weißen Licht eine eigentümliche rötlich violette Farbe, die sog. „teinte de passage“ oder „teinte sensible“. Diese ändert sich schon bei einer ganz geringen Drehung eines Nicols sehr merklich in rot oder blau, ebenso wenn noch ein doppeltbrechender Krystall eingeschaltet wird, dessen Schwingungsrichtungen einen wenn auch nur ganz geringen Winkel mit den Schwingungsebenen der beiden Nicols machen, selbst wenn seine Doppelbrechung sehr unbedeutend ist. Daher wird eine solche Quarzplatte dazu benützt, um das Sehfeld des Polarisationsinstruments empfindlicher zu machen, um geringe Spuren von Doppelbrechung zu entdecken (237) und im Stauroskop (235). Bei gekreuzten Nicols ist eine solche Platte gelb.

Aus vier gleich dicken Quarztafeln senkrecht zur Achse, am besten mit der „teinte sensible“, besteht auch die *Bertrandsche Doppelplatte*, die wir schon oben benutzt haben, um das Sehfeld des Stauroskops so empfindlich wie möglich zu machen (235). Die Doppelplatte wird im Okular nahe unter dem oberen Nicol eingesetzt. Jede der vier Quarztafeln nimmt genau einen Quadranten des Sehfelds ein und zwar sind die abwechselnden rechts und links drehend. Die Quadrantengrenzen gehen den Schwingungsrichtungen der gekreuzten Nicols parallel und ersetzen das Fadenkreuz. Bei parallelen, sowie bei gekreuzten Nicols sind alle vier Quarze ganz gleich gefärbt. Bringt man in das Polarisationsinstrument einen doppeltbrechenden Krystall, dessen Schwingungsrichtungen mit denen der beiden Nicols koinzidieren, so bleiben die vier Quadranten gleich, wie sie vorher waren. Hat aber die Platte eine andere Lage, so ändern sich die Farben der aneinanderstoßenden Quadranten und zwar, ihrer verschiedenen Drehung wegen, in entgegengesetztem Sinne: im einen gegen rot, im anderen gegen blau hin. So entstehen sehr starke Farbenkontraste, die erst dann vollständig wieder verschwinden, wenn die Koinzidenz der Schwingungsrichtungen durch Drehen der Platte auf dem Objekttisch vollkommen genau hergestellt ist. Da die verschieden gefärbten Felder unmittelbar aneinander grenzen, so erlaubt der Kontrast die Erkennung der geringsten Differenzen und daher eine besonders genaue und scharfe Einstellung des Krystalls auf die Stellung, wo seine Schwingungsebenen mit denen der Nicols zusammenfallen.

Im konvergenten Licht entsteht bei cirkularpolarisierenden Krystallen in Platten senkrecht zur Achse eine ähnliche Interferenzfigur, wie bei anderen einachsigen Krystallen, aber die Balken des schwarzen Kreuzes setzen sich nicht durch das Mittelfeld fort, sondern dieses ist hell und gefärbt, und zwar zeigt es die Farbe, welche die Platte auch im parallelen Licht zeigen würde. Beim Drehen des oberen Nicols verändert sich diese Farbe wie im parallelen Licht.

Legt man eine Platte eines rechts- und eine solche eines linksdrehenden Quarzes aufeinander, so entstehen eigentümliche spiralförmige Figuren (Airysche Spiralen), welche nach entgegengesetzten Seiten gebogen sind, je nachdem der rechte oder der linke Quarz oben liegt. Auch scheinbar einfache Quarzkrystalle zeigen zuweilen diese Erscheinung, welche dann beweist, daß man es mit Verwachsungen eines rechten und eines linken Krystalls mit parallelen Krystallachsen zu tun hat (166).

Die Cirkularpolarisation steht mit gewissen krystallographischen Erscheinungen der genannten Mineralien in engster Beziehung: dieselben sind trapezoedrisch-tetartoedrisch, was namentlich der Quarz deutlich zeigt. Die rechtsdrehenden Krystalle sind durch rechts-, die linksdrehenden durch linksliegende Rhomben- und Trapezflächen ausgezeichnet (129). Allgemein findet man Cirkularpolarisation häufig bei enantiomorphen Körpern (66) und zwar nur bei solchen. Aber es gibt allerdings auch enantiomorphe Krystalle ohne Cirkularpolarisation.

248. Charakter der Doppelbrechung. Dieser ist im allgemeinen für sämtliche Krystalle einer und derselben Substanz der nämliche; entweder sind sie alle +, oder alle — (vergl. (217)). Die Kenntnis desselben ist daher wichtig und zur Bestimmung des Minerals unter Umständen von Bedeutung. Kennt man die Hauptbrechungskoeffizienten ω und ε, so ist auch der Charakter der Doppelbrechung gegeben, er ist +, wenn $\omega < \varepsilon$, — im entgegengesetzten Fall (220). Man hat aber auch Methoden, ihn ohne Kenntnis von ω und ε festzustellen und diese werden bei der Untersuchung der Mineralien sehr häufig angewendet. Die wichtigsten derselben sind die folgenden:

1. *Platte* || *der Achse.* Der zu untersuchende Krystall ist in dieser Richtung geschliffen oder von zwei gegenüberliegenden natürlichen Prismenflächen begrenzt; jedenfalls muß die Richtung der Achse bekannt sein. Man bestimmt im *parallelen* Licht mittels eines Keils oder eines Gipsplättchens mit Rot 1. Ordnung etc. die Richtung der kleinsten Elastizität (243). Fällt diese mit der Achse des Krystalls zusammen, so ist dieser +, steht sie auf der Achse senkrecht, so ist er — (215).

2. *Platte* ⊥ *zur Achse.* Der Krystall ist in dieser Richtung geschliffen oder von den beiden Flächen der Basis begrenzt. Die Bestimmung findet im *konvergenten* Licht statt, in welchem die Platte die Interferenzfigur mit ihren isochromatischen Kreisen und dem schwarzen Kreuz zeigt (246). Der Charakter der Doppelbrechung wird am besten erkannt aus den Veränderungen, welche diese Figur erleidet, wenn über der zu untersuchenden Platte noch eine Viertelundulationsglimmerplatte (222) unter dem oberen Nicol eingeschaltet wird, etwa indem man diese in den Schlitz Z (Fig. 331) links einschiebt. Die $\frac{1}{4}\lambda$-Platte muß diagonal orientiert sein, so daß die Richtung der kleinsten Elastizität in derselben (zusammenfallend im Glimmer mit der Ebene der optischen Achsen und auf der Platte gewöhnlich daran kenntlich, daß sie deren längeren Seite parallel geht) einen Winkel von 45° mit den Schwingungsrichtungen der beiden Nicols macht. Dann wird durch sie jene Interferenzfigur derart umgestaltet, daß die durch die beiden Schwingungsrichtungen der Nicols (das Fadenkreuz) gebildeten Quadranten der isochromatischen Kreise sich abwechselnd erweitern und verengern. Gleichzeitig bleiben von dem schwarzen Kreuz nur zwei schwarze Punkte übrig, die in den erweiterten Quadranten liegen und deren Verbindungslinie den Winkel dieser Quadranten halbiert. Dies ist in zweierlei Weise möglich. Entweder kann die Verbindungslinie der schwarzen Punkte oder die Halbierungslinie der Quadranten mit den erweiterten Ringen der Ebene der optischen Achsen in der $\frac{1}{4}\lambda$-Glimmerplatte parallel sein, oder sie kann auf dieser Richtung senkrecht stehen. Im ersten Fall ist der zu untersuchende Krystall negativ, im anderen Fall ist er positiv.

(*Dove*, Pogg. Ann. 40, 1837, pag. 457 und Farbenlehre 1853, pag. 242; *Bertin*, Ann. chim. phys. 4. ser. Bd. 13, 1868; *C. Klein*, Sitzungsber. Berlin. Akad. 1893, pag. 221; *Rosenbusch*, Physiographie I, 1892, 3. Aufl. pag. 187; *Wadsworth*, American Geologist. 21, 1898, pag. 170.)

Eine neuerzeit eingeführte, in manchen Fällen bequeme Methode bedient sich eines Gipsplättchens mit dem Rot 1. Ordnung. Auch dies schiebt man über der zu untersuchenden Krystallplatte im Polarisationsinstrument für konvergentes Licht so ein, daß seine (durch ein Zeichen, einen Pfeil oder sonst, kenntlich gemachte) Richtung der kleinsten Elastizität unter 45° gegen die Nicolhauptschnitte geneigt ist. Dann wird die Interferenzfigur derart geändert, daß zwei gegenüberliegende Quadranten, wie sie durch das Fadenkreuz resp. die beiden nun roten Balken der Interferenzfigur angegeben werden, in der Mitte blau (resp. grün), die beiden zwischenliegenden, ebenfalls in der Mitte, gelb gefärbt sind. Wenn die ersten Ringe zu sehen sind, so wechseln diese quadrantenweise, so daß sie um die blauen (resp. grünen) Quadranten farbig, um die gelben schwarz erscheinen. Der zu untersuchende Krystall ist +, wenn die Richtung der kleinsten

Elastizität in dem Gipsplättchen die blauen Quadranten resp. die farbigen Ringe, er ist —, wenn sie die gelben Quadranten resp. die schwarzen Ringe halbiert.

Rinne, Centralbl. f. Min. etc. 1901, pag. 653.

Manche Mineralien von sehr geringer Doppelbrechung (bei denen also ω und ε sehr wenig verschieden sind) zeigen an einzelnen Krystallen —, an anderen — Doppelbrechung, ja auf einer und derselben Platte kann das Vorzeichen der Doppelbrechung wechseln, namentlich auch für verschiedene Farben. Beispiele: Apophyllit, Pennin etc.

Zweiachsige Krystalle.

Krystalle des rhombischen, monoklinen und triklinen Systems. Alle zu einem und demselben System gehörigen Krystalle verhalten sich im wesentlichen optisch gleich, aber abweichend von den Krystallen der anderen Systeme, so daß man die drei hierhergehörigen Krystallsysteme auf optischem Wege voneinander unterscheiden kann.

249. Im parallelen Licht und im Stauroskop. Eine Platte *senkrecht zu einer optischen Achse* bleibt nicht wie bei einem einachsigen Krystall dunkel, sondern *hell*, verändert sich aber bei einer vollen Kreisdrehung des Präparats ebenfalls nicht.

Dies ist die Folge der am Schluß von 224 angedeuteten Erscheinung, daß einer in der Richtung dieser Achse sich fortpflanzenden Welle beim Austritt aus der Platte unendlich viele Strahlen entsprechen, die auf dem Mantel eines Kreiscylinders liegen und von denen jeder eine andere Schwingungsrichtung besitzt. Von diesen Strahlen werden nur diejenigen ausgelöscht, die senkrecht zum oberen Nicol schwingen. Die anderen gehen ganz oder teilweise hindurch und lassen die Platte hell erscheinen. *Kalkowsky*, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 9, 1884, pag. 486.

Platten *parallel oder schief zu einer oder beiden optischen Achsen* verhalten sich, wie es 238 auseinandergesetzt ist. Am bequemsten beobachtet man derartige Erscheinungen an Spaltungslamellen von Gips (oder auch von Glimmer), die ohne jede Schwierigkeit durch Spalten mit dem Messer in jeder beliebigen Dicke hergestellt werden können. Das dort Angeführte gilt in voller Allgemeinheit für alle zweiachsigen Krystalle ohne Ausnahme. Die einzelnen Krystallsysteme unterscheiden sich aber voneinander durch die Lage der Auslöschungsrichtungen gegen die krystallographische Begrenzung der Krystalle. Diese Lage entspricht auch hier wieder durchaus der Symmetrie der Krystalle (227):

a. An *rhombischen* Krystallen sind die Auslöschungsrichtungen auf Pinakoidflächen stets den der Fläche parallelen Krystallachsen parallel, und zwar gleichzeitig für alle Farben. Auf den Flächen eines oblongen Prismas mit der Basis (Fig. 335) gehen also die Auslöschungsrichtungen für alle Farben mit den Kanten parallel. Trifft dies bei der Beobachtung im Stauroskop nicht zu, so ist der Krystall

nicht rhombisch. Auf den Flächen der rhombischen Prismen (nebst Domen) stehen die Auslöschungsrichtungen zu den Prismenkanten senkrecht und sind mit diesen parallel, ebenfalls für alle Farben (Fig. 336). Ist dies nicht der Fall, ergibt das Stauroskop auf Flächen eines rhombischen Prismas die Auslöschung schief zu den Kanten, so kann das Prisma nicht einem rhombischen, es kann z. B. einem monoklinen Krystall angehören (Fig. 338). Auf der Basis eines rhombischen Prismas sind die Auslöschungsrichtungen für alle Farben den beiden Diagonalen parallel (Fig. 336).

b. In *monoklinen* Krystallen findet auf Platten parallel der Symmetrieachse b Auslöschung statt, wenn diese Achse der Schwingungsebene des einen Nicols parallel ist, und zwar für alle Farben ohne Ausnahme. Auf Platten senkrecht zur Symmetrieachse b, demnach parallel mit der Symmetrieebene, also auf dem Klinopinakoid ∞P̆∞ (010) haben die Auslöschungsrichtungen keine bestimmte gesetzmäßige Lage gegen die krystallographische Begrenzung und sind dem-

Fig. 335. Fig. 336. Fig. 337. Fig. 338.

nach auch für verschiedene Farben etwas verschieden, d. h. um einen kleinen Winkel gegeneinander geneigt. Dasselbe ist auch auf allen Prismenflächen der Fall. Auf einem oblongen Prisma mit schiefer Endfläche sind demgemäß beispielsweise die Auslöschungsverhältnisse die folgenden (Fig. 337): Auf der Basis 0*P* (001) und auf der Querfläche ∞P̆∞ (100) ist eine der Auslöschungsrichtungen parallel mit der Kante beider Flächen, die mit der Symmetrieachse b parallel ist, und die beiden anderen sind senkrecht zu dieser Kante und liegen in der Symmetrieebene, alles für sämtliche Farben. Auf dem Klinopinakoid ∞P̆∞ (010) liegen die beiden Auslöschungsrichtungen schief zu den Kanten in dieser Fläche, und zwar für rotes Licht etwas anders, als für violettes, in rr und in vv; die Neigung gegen diese Kanten (Auslöschungsschiefe) muß mit dem Stauroskop ermittelt werden. Auf den Flächen der rhombischen Prismen der monoklinen Krystalle liegen die Auslöschungsrichtungen schief zu der Kante, für die verschiedenen Farben verschieden, aber auf den beiden rechts und links von der Symmetrieebene liegenden Prismenflächen vollkommen symmetrisch (Fig. 338). Auf der Basis gehen die Aus-

löschungsrichtungen den beiden Diagonalen für alle Farben parallel (Fig. 338) (vergl. das Rhomboeder (Fig. 334 und (245)).

c. In *triklinen* Krystallen liegen die Auslöschungsrichtungen auf allen Flächen schief zu den Kanten, ungleich schief für die verschiedenen Farben und ohne jede Symmetrie. Hier müssen alle Bestimmungen von Auslöschungsrichtungen mittels des Stauroskops ausgeführt werden, da irgend eine theoretische Beziehung zur natürlichen Begrenzung der Krystalle hier nicht mehr vorhanden ist.

250. Im konvergenten Licht. Eine Platte *senkrecht zu einer optischen Achse* gibt eine Interferenzfigur, welche der von einachsigen Krystallen ähnlich ist. Die chromatischen Ringe sind aber hier nicht Kreise, sondern ellipsenähnliche Figuren, und das schwarze Kreuz ist auf einen schwarzen Balken reduziert.

Viel wichtiger sind die Interferenzfiguren von *senkrecht zur 1. Mittellinie* geschliffenen Platten. Es entstehen hier bei *homogener* Beleuchtung abwechselnd helle und dunkle Lemniskaten (Fig. 339, 340), in deren Polen (oder Augpunkten) O_1 und O_2 die optischen Achsen und in deren Mitte

Fig. 339.

Fig. 340.

C die Mittellinie die Ebene der Platte treffen, so daß die Linie O_1O_2 die Spur der Ebene der optischen Achsen auf der Platte darstellt und deren Richtung angibt. Für jede Farbe sind die Lemniskaten symmetrisch zu O_1O_2 und zu der im Centrum C darauf Senkrechten (in Fig. 339 P_2P_2). Bei einer Drehung der Krystallplatte ändern sich diese Figuren nicht, sie nehmen nur jeweilig andere Stellungen zum Fadenkreuz P_1P_2 ein. Die Entfernung O_1O_2 ist von der Dicke der Platte etc. ganz unabhängig; sie ist nur bestimmt durch den Winkel der optischen Achsen. Je größer dieser ist, was von einer Substanz zur anderen wechselt, desto größer ist die Entfernung O_1O_2 und umgekehrt. Wie der Achsenwinkel, so ändert sich auch die letztere etwas mit der Farbe (225. 226). Je nachdem $\varrho > v$ oder $\varrho < v$ ist, ist O_1O_2 für rotes oder für violettes Licht größer. An Krystallen mit starker Dispersion der optischen Achsen kann man dies unmittelbar sehen, wenn man die Interferenzfigur nacheinander durch ein rotes und ein violettes (blaues) Glas betrachtet (z. B. beim Titanit).

Auch sonst zeigen die Lemniskaten auf derselben Platte für verschiedene Farben kleine Verschiedenheiten in der Form und im allgemeinen auch in der Lage; sie sind für rotes Licht etwas weiter, als für blaues.

Neben den Lemniskaten ist aber in dieser Interferenzfigur stets noch etwas weiteres vorhanden. Ist zunächst die Platte so in das Polarisationsinstrument gelegt, daß die Achsenebene O_1O_2 mit der Polarisationsebene des einen Nicols (dem einen Kreuzfaden), z. B. P_1P_1 zusammenfällt (Fig. 339) und auf dem anderen Kreuzfaden P_2P_2 senkrecht steht (0°-Stellung, Parallel- oder Normalstellung, +-Stellung), dann sind die Lemniskaten von einem schwarzen Kreuz durchzogen, dessen beide Balken sich in der Mitte C in den Richtungen P_1P_1 und P_2P_2 durchschneiden. Dreht man nun die Platte auf dem Objekttisch, also um C, so öffnet sich das Kreuz, und wenn die Achsenebene O_1O_2 mit den beiden Polarisationsebenen des Instruments Winkel von 45° einschließt (45°-Stellung oder Diagonalstellung, ×-Stellung), dann hat sich das Kreuz allmählich in eine schwarze Hyperbel verwandelt (Fig. 340), deren Scheitelpunkte in den Lemniskatenpolen O_1 und O_2 liegen und zu der P_1P_1 und P_2P_2 die Asymptoten sind. Bei dieser Stellung wird die Lage der optischen Achsen somit genau durch die beiden Scheitelpunkte der Hyperbel angegeben. Bei einer Drehung der Platte um 360° hat man bei vier um je 90° voneinander entfernten Stellungen das schwarze Kreuz, bei vier zwischenliegenden, die mit den ersteren Winkel von 45° einschließen, die Hyperbel, jedesmal mit ganz allmählichem Übergang.

Im *weißen* Licht sind alle Lemniskaten farbig, keine ist mehr schwarz. Es sind dieselben Farben, die auch im Quarzkeil und in der Interferenzfigur der einachsigen Krystalle auftreten, jedoch in anderer Anordnung. Die Verteilung derselben ist das Resultat der Übereinanderlagerung und des Zusammenwirkens der Interferenzkurven für die verschiedenen einzelnen Farben auf derselben Platte. Sie ist im allgemeinen nicht mehr symmetrisch nach O_1O_2 oder P_1P_1 und P_2P_2, wie im homogenen Licht, sondern sie richtet sich genau nach der Symmetrie des Krystalls, so daß eine krystallographische Symmetrieebene, welche über die zur Mittellinie senkrechte Platte hinzieht, auch eine Symmetrierichtung für die Verteilung der Interferenzfarben auf dieser Platte bildet. Auf beiden Seiten derselben kehren die gleichen Farben in übereinstimmender Weise wieder. Hierin zeigen sich demnach ebenfalls charakteristische Unterschiede bei den Krystallen der zweiachsigen Krystallsysteme, die daran, wie wir unten (251) sehen werden, erkannt werden können. Diese Farbenverteilung ist eine Folge der Dispersion der Elastizitätsachsen, speziell der Mittellinien, und der optischen Achsen (226, 227).

In jeder einzelnen Substanz sind die Ringe der Lemniskaten um so enger, je dicker die Platte, im weißen sowohl wie im homogenen Licht. Bei gleicher Dicke von Platten verschiedener Substanzen sind die Ringe um so enger, je stärker die Doppelbrechung. Dies gibt ein Mittel an die Hand, um auch bei zweiachsigen Krystallen die Stärke der Doppelbrechung annähernd in derselben Weise zu beurteilen, wie wir es oben bei den einachsigen kennen gelernt haben (246). Nur wenn die Kurven sehr eng gedrängt sind, treten die getrennten Ringe um O_1 und O_2 auf. Werden sie weiter, so verschwinden zuerst diese, dann die ∞-förmigen und man hat nur Farbenstreifen, die bei P_2 eine Einschnürung zeigen, wie die äußerste Kurve in Fig. 339 und 340. Ist die Dicke resp. die Doppelbrechung noch geringer, dann hat man nur noch Ringe von ellipsenähnlicher Gestalt ohne jene Einschnürung. Gleichzeitig mit dem Weiterwerden der Kurven nimmt auch ihre Zahl immer mehr ab und schließlich ist das ganze Sehfeld ziemlich gleichmäßig gefärbt. Man sieht gar keine bestimmt abgegränzten Lemniskaten mehr und es erscheint nur noch das schwarze Kreuz, das sich beim Drehen in die Hyperbel verwandelt und umgekehrt, beide zusammen den charakteristischsten Teil der Interferenzfigur zweiachsiger Krystalle bildend.

Infolge der *Dispersion der optischen Achsen* sind die Hyperbeln im weißen Licht auch nicht mehr ganz schwarz, sondern mit roten und blauen Säumen versehen. Ist der innere Saum rot und der äußere blau, so ist $\varrho > v$, ist dagegen der äußere Saum rot, der innere blau, so ist $\varrho < v$ (226).

Ist nämlich in Fig. 341 *RR* die schwarze Hyperbel für rotes (ausgezogen), *VV* für violettes (oder blaues) Licht (gestrichelt), so ist in dieser Figur das Verhältnis $\varrho > v$ dargestellt. Wendet man gleichzeitig rotes und violettes (oder auch weißes) Licht an, so ist auf beiden Seiten von c zwischen den inneren Linien R und V jedenfalls Dunkelheit, denn hier liegt sowohl ein Teil der dunkeln Hyperbel für rotes, als auch für blaues Licht. Nach innen geht nur noch die Hyperbel für Violett bis r, hier ist also Violett (Blau) ausgelöscht, also muß hier ein roter Saum entstehen. Nach außen geht nur die Hyperbel für Rot noch bis b. Hier ist also Rot im Minimum, somit muß hier ein blauer Saum entstehen; denn jenseits der äußeren Linie V ist Violett (Blau) ungeschwächt, wie Rot jenseits der inneren Linie R. Bei sehr starker Dispersion der optischen Achsen (z. B. beim Titanit) fallen die schwarzen Hyperbeln für Rot und Blau gar nicht mehr oder kaum übereinander. Die Folge ist, daß im weißen Licht die Hyperbel gar keine schwarze Mitte mehr hat, sondern durchweg gefärbt ist, der rote Rand schließt sich unmittelbar an den blauen an. Ist der Achsenwinkel zu groß, so fallen die Augpunkte der Lemniskaten mit der Hyperbel über das Sehfeld des Instruments hinaus.

Fig. 341.

Auch auf Platten senkrecht zur 2. Mittellinie entstehen solche Interferenzfiguren. An einer solchen ist aber selbstverständlich $\varrho < v$, wenn an der 1. Mittellinie $\varrho > v$ ist und umgekehrt. Diese Interferenzfiguren um die 2. Mittellinie sind aber meist nicht ohne weiteres sichtbar, da infolge zu schiefen Auffallens der in der Richtung der Achsen verlaufenden Strahlen auf die Plattenfläche Totalreflexion eintritt. Die Krystallplatte muß dann zur Beobachtung in eine stark lichtbrechende Flüssigkeit eingetaucht werden (vergl. 252), was übrigens auch bei Platten senkrecht zur ersten Mittellinie notwendig oder erwünscht sein kann, wenn der Achsenwinkel zu groß ist.

Ähnliche Erscheinungen als die eben beschriebenen erblickt man in manchen Krystallen beim Hindurchsehen mit bloßem Auge in bestimmten Richtungen, ohne

Anwendung eines Polarisationsinstruments. Man nennt solche Krystalle *idiocyclophan*. (*Bertin*, Ztschr. Kryst. Bd. III, 1879, 449.) Hierher gehören gewisse (nicht alle) Krystalle von Aragonit, Epidot etc.

(Abbildungen siehe Hauswaldt (246)).

251. Interferenzfiguren bei den einzelnen Krystallsystemen. Für die einzelnen Krystallsysteme gilt nun bezüglich der Interferenzfiguren im weißen Licht und der Symmetrie der Farbenverteilung in denselben unter Berücksichtigung der in (227) auseinandergesetzten Verhältnisse der Dispersion das Folgende.

1. *Rhombische Krystalle.* In *rhombischen* Krystallen ist die 1. Mittellinie einer der drei Krystallachsen parallel. Die zu dieser senkrechte Platte, auf der man die Interferenzfigur beobachtet, ist somit für alle Farben stets ganz gleich gerichtet und wird von den beiden Flächen des einen der drei Pinakoide begrenzt. In ihr liegen die beiden anderen Elastizitätsachsen, die nicht 1. Mittellinie sind, SE und S^1E^1 (Fig. 342—344), in der Richtung der beiden anderen Krystallachsen

Fig. 342.

Fig. 343.

Fig. 344.

(Symmetrieebenen) und zwar ebenfalls wieder für alle Farben gleich. Zu SE und S^1E^1 sind alle Interferenzkurven, R für rotes und V für violettes Licht und alle zwischenliegenden für intermediäre Lichtsorten symmetrisch (Fig. 344) und für alle Lichtsorten ist auch das Centrum C (Fig. 339) konstant dasselbe, die Lemniskaten sind aber in dem in Fig. 344 vorliegenden Beispiel, wo $\varrho > v$, für Rot etwas länger, als für Violett. Notwendig müssen daher auch die Interferenzkurven für weißes Licht in Bezug auf die Farbenverteilung symmetrisch sein nach SE und S^1E^1 und ihr gemeinsames Centrum muß wieder in C liegen, wie für die einzelnen Farben, alles für die Normalstellung (Fig. 342), sowohl als für die Diagonalstellung (Fig. 343), (wo beidemale gleiche Schraffierung die gleiche Farbe andeuten soll). Diese nach zwei aufeinander senkrechten Richtungen symmetrische Verteilung der Farben der Interferenzfigur im weißen Licht auf einer Platte senkrecht zur

1. Mittellinie ist charakteristisch für rhombische Krystalle. Findet sie nicht statt, ist nicht ein Auge der Lemniskaten genau ebenso gefärbt wie das andere und jedes einzelne vorn ebenso wie hinten, dann ist der Krystall gewiß nicht rhombisch.

Bei Krystallen, bei denen die Ebene der optischen Achsen für Rot senkrecht ist auf der für Violett, entstehen nach SE und S^1E^1 symmetrische Interferenzfiguren von besonderer Form, an denen sich diese starke Dispersion der optischen Achsen erkennen läßt (z. B. beim Brookit (226)). Ähnliches kann natürlich auch bei monoklinen und triklinen Krystallen vorkommen.

2. *Monokline Krystalle.* Bei *monoklinen Krystallen* sind die zur 1. Mittellinie normalen Platten, auf welchen man die Interferenzfiguren beobachtet, entweder parallel oder senkrecht zur Symmetrieebene (senkrecht oder parallel zur Symmetrieachse).

a) Bei Krystallen mit *geneigter Dispersion*, wo die optischen Achsen, also auch die Mittellinien, in der Symmetrieebene liegen ((227), Fig. 328), muß die Platte senkrecht zur Symmetrieebene sein. Sie ist aber nicht für alle Farben genau senkrecht zur 1. Mittellinie, da diese für die verschiedenen Farben eine etwas verschiedene Lage OZ_r und OZ_v hat. Von den Interferenzlemniskaten liegen die beiden Pole O_1 und O_2 (Fig. 339, 340) in der Symmetrieebene des Krystalls, welche in der Richtung SE (Fig. 345—347) verläuft. R (Fig. 345) sind die Lemnis-

Fig. 345. Fig. 346. Fig. 347.

katen für rotes, V für violettes Licht; Z_r und Z_v sind die Punkte, wo die zugehörigen Mittellinien die Fläche der Platte treffen. Die Lemniskaten für die verschiedenen Farben sind längs der Symmetrieebene SE etwas gegeneinander verschoben, aber SE bleibt Symmetrieebene für die Gesamtheit aller, dagegen ist diese Gesamtheit nun nicht mehr symmetrisch zu der auf SE senkrechten Richtung, wie es die Lemniskate für jede einzelne Farbe ist. In der Interferenzfigur für weißes Licht liegen somit die beiden Pole ebenfalls in der Symmetrieebene. Sie wird von dieser längs SE in zwei gleiche Teile geteilt, während Symmetrie nach einer auf SE senkrechten Richtung,

wie im rhombischen System, entsprechend den krystallographischen Symmetrieverhältnissen nicht mehr existiert. Jedes Lemniskatenauge ist rechts gefärbt wie links, aber das eine ist vom anderen verschieden (Fig. 346, 347). Diese Farbenverteilung in der Interferenzfigur im weißen Licht ist charakteristisch für die geneigte Dispersion. Wo sie auftritt, weiß man, daß der Krystall monoklin ist und daß seine optischen Achsen in der Symmetrieebene liegen.

b) Bei der *horizontalen Dispersion* ((227), Fig. 329), bei der die Ebene der optischen Achsen senkrecht zur Symmetrieebene ist und die 1. Mittellinie in dieser liegt, muß die Krystallplatte gleichfalls senkrecht zur Symmetrieebene sein. Auch in diesem Fall kann sie wegen der Dispersion der Mittellinien nur für eine bestimmte Farbe auf der 1. Mittellinie genau senkrecht stehen; für alle anderen Farben ist dies nur annähernd der Fall. *SE* (Fig. 348) ist die Richtung der Symmetrieebene des Krystalls; dann tritt für jede Farbe in gleicher Entfernung rechts und links von ihr je eine Achse aus, so daß die Verbindungslinie der Lemniskatenpole auf *SE* senkrecht steht. *R* sind die Lemnis-

Fig. 348. Fig. 349. Fig. 350.

katen für rotes, *V* die für violettes Licht. Beide sind in der angegebenen Weise gegen *SE* gelegen, aber in dieser Richtung etwas gegeneinander verschoben, so daß Z_r und Z_v die den beiden Mittellinien für Rot uud Violett entsprechenden Punkte sind. Im weißen Licht wird dann eine Interferenzfigur entstehen, wie sie in Fig. 349 und 350 dargestellt ist. Die beiden Augen liegen rechts und links in gleicher Entfernung von *SE* und sind einander gleich, aber vorn gegen *E* ist die Färbung anders, als hinten gegen *S*. Dies ist der Charakter der Interferenzfiguren für die horizontale Dispersion. Wenn eine Krystallplatte eine solche Farbenverteilung zeigt, dann ist die Substanz monoklin; die Achsenebene ist senkrecht zur Symmetrieebene und die Mittellinie liegt in dieser.

c) Bei der *gekreuzten Dispersion* ((227), Fig. 330), wo die optische Achsenebene, ebenso aber auch die 1. Mittellinie senkrecht zur Symmetrieebene ist, hat die Mittellinie für alle Farben dieselbe Lage parallel zur Symmetrieachse. Die Platte, auf der man die Interferenzkurven beobachtet, muß also der Symmetrieebene (dem Klinopinakoid) parallel gehen; sie ist hier für alle Farben zur 1. Mittellinie streng normal.

Die Interferenzkurven für Rot liegen in *R* (Fig. 351), die für Violett, um einen kleinen Winkel dagegen verdreht, in *V*. Die diesen beiden und allen anderen Farben gemeinsame 1. Mittellinie projiziert sich in *Z*, dem gemeinsamen Mittelpunkt aller dieser Lemniskaten, in dem sich bei der Normalstellung die beiden schwarzen Balken schneiden. *Z* ist also auch der Mittelpunkt der Interferenzfigur für weißes Licht, die sich hier aber nicht mehr durch eine Linie symmetrisch teilen

Fig. 351. Fig. 352. Fig. 353.

läßt, ebensowenig wie das Klinopinakoid, auf dem sie liegt. Es ist nur noch ein Symmetriecentrum bei *Z* vorhanden und die Farben sind so verteilt, daß jeder durch *Z* gehende Durchmesser an beiden Enden, überhaupt an allen gleich weit von *Z* entfernten Punkten, gleich gefärbt erscheint (antimetrische Farbenverteilung, Fig. 352 und 353). Dies ist das charakteristische Merkmal der gekreuzten Dispersion. Zeigt eine Krystallplatte diese Farbenverteilung, dann ist die Substanz monoklin, die optischen Achsen haben die erwähnte Lage und die Platte entspricht dem Klinopinakoid.

3. *Trikline Krystalle.* Bei *triklinen Krystallen* ist die Farbenverteilung ganz unregelmäßig, aber insofern charakteristisch, als hier das eine Auge der Lemniskaten die eine, das andere eine zweite Art von Dispersion zeigen kann, wie sie bei monoklinen Krystallen, hier aber stets für beide Augen gleich, beobachtet werden.

Ausdrücklich sei zum Schluß noch einmal hervorgehoben, daß in Beziehung auf die Interferenzfiguren sich alle Krystalle eines Systems in der angegebenen Weise gleich verhalten ohne Rücksicht auf die Zugehörigkeit zu der vollflächigen oder zu einer hemiedrischen Klasse. Die Symmetrie der Interferenzfiguren wird aber jederzeit durch die vollflächige Symmetrie des betreffenden Systems bestimmt.

252. Größe des Achsenwinkels. Da in dem Interferenzbild zweiachsiger Krystalle bei der 45°-Stellung die Scheitel der Hyperbel die Orte angeben, wo die optischen Achsen eine zur Mittellinie senkrechte Krystallplatte verlassen, so kann man eine solche auch zur Bestimmung des Winkels der optischen Achsen benützen. Man befestigt die Platte so an einem Teilkreis, daß dieser der Ebene der optischen Achsen parallel ist, und läßt die Platte um eine zu letzterer

senkrechten, also der optischen Normale parallelen Achse sich drehen, welche durch den Mittelpunkt des Teilkreises geht. Alsdann stellt man erst den einen Scheitel der Hyperbel auf das Fadenkreuz eines zum Teilkreis parallelen und senkrecht auf die Drehachse gerichteten Fernrohrs ein, dreht den Krystall um jene Achse, bis der zweite Scheitel mit dem Fadenkreuz koinzidiert, und liest den Winkel, um den man drehen mußte, am Teilkreis ab. Dies ist dann der *scheinbare* Winkel der optischen Achsen in Luft, der $= 2E$ ist, wenn E den Winkel einer optischen Achse mit der ersten Mittellinie bezeichnet. Der *wahre* oder *innere* Achsenwinkel kann daraus leicht berechnet werden, wenn der mittlere Brechungskoeffizient des Krystalls bekannt ist.

Wenn man einen Hyperbelscheitel auf das Fadenkreuz einstellt, so visiert man nämlich nicht in der Richtung o^1m_1 und o_1m_1 der optischen Achsen (Fig. 354, die einen Schnitt durch die Platte parallel mit der Ebene der optischen Achsen darstellt), sondern in den Richtungen o_1o_2 und o^1o^2, in denen die längs der optischen Achsen m_1o_1 und m_1o^1 den Krystall durchziehenden Strahlen diesen infolge der Brechung an der Austrittsfläche o_1o^1 der Platte verlassen. Man mißt somit nicht den wahren Achsenwinkel $o_1m_1o^1 = 2V_a$, sondern den scheinbaren $o_2Ko^2 = 2E$. Da die Wellen in der Richtung der Achsen mo_1 und mo^1 sich mit der mittleren Geschwindigkeit $\mathfrak{b} = \frac{1}{\beta}$ im Krystall bewegen (224), ihnen also der mittlere Brechungskoeffizient β zukommt, so ist: $\frac{\sin No^1o^2}{\sin m_1o^1P} = \beta$, oder: $\sin m_1o^1P = \frac{\sin No^1o^2}{\beta}$. Es ist aber No^1o^2 der halbe scheinbare Achsenwinkel E, m_1o^1P der halbe wahre Achsenwinkel V_a, d. h. der Winkel, den eine optische Achse im Innern des Krystalls mit der 1. Mittellinie macht. Man erhält somit den letzteren aus dem gemessenen scheinbaren nach der Formel: $\sin V_a = \frac{\sin E}{\beta}$. Bei $+$Krystallen ist: $V_a = v$, bei $-$Krystallen: $V_a = 90^0 - v$ (vergl. 225).

Fig. 354.

Je größer der spitze Achsenwinkel $2\,Va$ ist, desto größer ist auch der Einfallswinkel, unter welchem eine in der Richtung einer Achse m_1o^1 sich bewegende Welle die Fläche o^1o_1 des Plättchens trifft. Bei manchen Mineralien und namentlich in der Interferenzfigur um die 2. Mittellinie ist dieser Winkel oft so groß (225), daß totale Reflexion eintritt. Die Strahlen parallel den optischen Achsen können dann den Krystall nicht verlassen, sondern werden nach innen zurückgeworfen. Unter solchen Umständen kommt das Interferenzbild nicht zu Stande, und der Achsenwinkel kann nicht gemessen werden. In diesem Fall taucht man das Krystallplättchen in eine Flüssigkeit, etwa in Öl, Monobromnaphtalin, Methylenjodid etc., in welche die Strahlen nun austreten, so daß jetzt das Interferenzbild entstehen kann. Beim Austritt des Lichts in Öl etc. findet keine so starke Brechung statt, wie in Luft; der

scheinbare Winkel der optischen Achsen in Öl $2Ha$ ist also kleiner als $2E$. Ist n der Brechungskoeffizient des Öls, so ist: $\frac{\sin Va}{\sin Ha} = \frac{n}{\beta}$ oder: $\sin Va = \frac{n}{\beta} \sin Ha$; auch hat man: $\sin E = n \sin Ha$.

Hat man eine Platte senkrecht zur 2. Mittellinie, so sieht man auf ihr, allerdings der Größe des stumpfen Achsenwinkels $2Vo$ wegen meist nur im Öl, ebenfalls ein Interferenzbild und kann den dem Winkel $2Vo$ entsprechenden scheinbaren Winkel in Öl $2Ho$ messen und daraus jenen wahren stumpfen Achsenwinkel $2Vo$ berechnen, welcher das Supplement von $2Va$ ist, so daß: $Vo = 90° - Va$. Man hat in diesem Fall: $\frac{\sin Vo}{\sin Ho} = \frac{n}{\beta}$, also: $\sin Vo = \frac{n}{\beta} \sin Ho$. Ferner ist, wenn $2Eo$ der scheinbare Achsenwinkel in Luft an der zweiten Mittellinie ist: $\sin Eo = \beta \sin Vo$. Da nun $\sin Vo = \cos Va$, so hat man nach der obigen Formel: $tg\ Va = \frac{\sin Ha}{\sin Ho}$. Man erhält also ohne Kenntnis von β den spitzen wahren Achsenwinkel Va, wenn man die scheinbaren Achsenwinkel Ho und Ha in Öl an der 1. und an der 2. Mittellinie mißt, wozu zwei planparallele Platten senkrecht zu je einer der beiden Mittellinien nötig sind. Solche Beobachtungen ergeben aber auch den Wert von β; denn es ist: $\sin Va = \frac{\sin E}{\beta}$, also: $\beta = \frac{\sin E}{\sin Va}$, wobei man E direkt beobachten und Va aus dem obigen Ausdrucke für $tg\ Va$ berechnen kann. Aber auch der Wert für n ergibt sich aus diesen Winkeln. Es ist nach obiger Formel: $n = \frac{\sin E}{\sin Ha}$; man hat also den Achsenwinkel auf einer Platte erst in der Luft, $2E$, sodann in Öl, $2Ha$, jedesmal an der 1. Mittellinie zu messen.

Fig. 355.

253. Messung des Achsenwinkels. Die Messung des scheinbaren Achsenwinkels bewerkstelligt man auf folgende Weise: Man bringt die beiden Röhren f und v des Polarisationsinstruments für konvergentes Licht (Fig. 331) in die beiden Hülsen A und A' (Fig. 355), so daß die Achse der einen genau in die der anderen

fällt und daß diese Achsen dem horizontalen Teilkreis *K* parallel und in der Richtung eines Durchmessers desselben gehen. Der Teilkreis ist centrisch durchbohrt durch den Konus *B*, an welchem sich rechts der Arm *D* mit dem Nonius befindet, welchen man mittels des Knopfes rechts von *D* herumdrehen, auch am Teilkreis festklemmen kann. Der Konus *B* ist wieder centrisch durchbohrt durch den hohlen Konus *E*, den man mittels der Schraube *e* an *B* festklemmen kann, und welcher unten die Scheibe *F* trägt, in der sich die kleinere Scheibe *f* horizontal hin und her schieben läßt. Durch *f* geht die Achse *G*, welche sich in *f* auf und ab schieben und drehen und mittels der Schraube γ festklemmen läßt. *G* trägt unten die Kugelschale *H*, in welcher sich eine kleinere Kugelschale verschieben läßt. An dieser letzteren ist eine federnde Zange befestigt, welche die Krystallplatte *p* so faßt, daß ihre Flächen der Achse *G* parallel sind. Die zur Mittellinie senkrechte Platte *p* muß nun so in den Apparat gebracht werden, daß sie vertikal und die Ebene der optischen Achsen horizontal ist. Dies wird mit der als Justiervorrichtung dienenden Kugelschale *H* bewerkstelligt; der Krystall ist dann um seine zur Achsenebene senkrechte optische Normale drehbar, und die Achsenebene bleibt bei der Drehung horizontal. Sodann muß die Platte *p* in den Mittelpunkt des Teilkreises *K* gerückt werden, was mittels der als Centriervorrichtung dienenden Scheiben *F* und *f* geschieht. Sind nun die Nicols in *w* und *f* so gekreuzt, daß die Schwingungsebene eines jeden mit dem Horizont 45° macht, dann erhält man in der Krystallplatte horizontal liegende Lemniskaten mit der Hyperbel. Man kann jetzt den ersten Hyperbelast auf den Vertikalfaden des Okulars einstellen, sodann den Krystall mit dem Arm *D* solange drehen, bis der zweite Hyperbelast von dem Vertikalfaden berührt wird, und dann den Winkel ablesen; derselbe ist gleich dem gesuchten scheinbaren Achsenwinkel $2E$. Dabei ist die Beleuchtungsröhre *f* mit dem polarisierenden Nicol nach dem hellen Himmel gekehrt, oder mit weißem oder homogenem Licht erleuchtet. Die Linsen *o* und *n* werden der Platte zur Erzielung eines großen Sehfelds möglichst genähert. Bei Winkelmessungen in Öl wird der Krystall in einem Trog *M* gedreht, der von zwei parallelen und planparallelen Glasplatten begrenzt ist und der das Öl enthält. Ein derartiges Instrument wird ein *Achsenwinkelapparat* genannt.

Über eine andere Art der Messung der optischen Achsenwinkel durch Vergleichung mit einem bekannten Achsenwinkel mittels eines Mikrometers, vergl. Schwarzmann, N. Jahrb. 1896, I, pag. 52 und Mallard ibid. 1884, I, 315.

254. Charakter der Doppelbrechung. Die Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung bei zweiachsigen Krystallen hat nicht dieselbe theoretische Bedeutung wie bei einachsigen, bei denen dadurch unmittelbar festgestellt wird, ob der ordentliche oder außerordentliche Brechungskoeffizient den größeren Wert hat. Doch ist dies auch hier ein praktisch nicht unwichtiges Merkmal und man pflegt daher diese Bestimmung häufig vorzunehmen. Es handelt sich darum, zu entscheiden, ob die den spitzen Achsenwinkel halbierende Elastizitätsachse die Achse der größten (negativ) oder kleinsten (positiv) Elastizität ist (Fig. 326 und 327).

Diese Untersuchung geschieht direkt und ohne Kenntnis der Brechungsindices ganz analog, wie bei einachsigen Krystallen (248) und zwar am bequemsten an einer Platte senkrecht zur ersten Mittellinie. Sie kann im parallelen und im konvergenten Licht ausgeführt werden.

a) *Im parallelen Licht.* Auf der Platte muß die Richtung der

Ebene der optischen Achsen etwa durch vorherige Beobachtung der Platte im konvergenten Lichte bekannt sein. Senkrecht zu dieser liegt in der Platte jederzeit die Richtung der mittleren Elastizität. Bei + Krystallen ist die Richtung der Achsenebene in der Platte die der größten Elastizität im Krystall, also auch speziell in der Platte selbst; namentlich ist die Elastizität in dieser Richtung größer, als senkrecht zur Achsenebene. Bei — Krystallen ist dies umgekehrt (225, Fig. 326, 327). Man hat also in einer solchen Platte mittes des Keils (oder eines Gipsplättchens etc.) die stets der Achsenebene parallele oder auf ihr senkrechte Richtung der kleinsten Elastizität aufzusuchen (248, 1). Fällt diese in die Achsenebene, dann ist der Krystall —, ist sie senkrecht dazu, dann ist er +.

Ist die Platte der Achsenebene parallel, wie z. B. bei Spaltungsplättchen von Gips, auf ihr aber die Richtung der 1. Mittellinie irgendwie bekannt, dann kann der Charakter der Doppelbrechung des Krystalls in ganz entsprechender Weise nach derselben Methode bestimmt werden.

b) *Im konvergenten Licht.* Man kann, ähnlich wie bei den einachsigen Krystallen, in Platten senkrecht zur 1. Mittellinie die *Viertelundulationsglimmerplatte* benützen, besonders wenn der Achsenwinkel nicht zu groß ist. Die Krystallplatte wird in der Normalstellung in das Polarisationsinstrument gebracht, so daß die Achsenebene einer der beiden gekreuzten Polarisationsebenen desselben parallel ist, daß also die Lemniskaten mit dem schwarzen Kreuz entstehen. Man führt dann die $\frac{1}{4}\lambda$-Platte so ein, daß ihre Achsenebene 45° mit den Polarisationsebenen des Instruments macht. Dann verengern sich in zwei gegenüberliegenden von den vier durch das Fadenkreuz gebildeten Quadranten die Ringe; in den beiden anderen erweitern sie sich und es entstehen in den letzteren aus dem schwarzen Kreuz zwei schwarze Punkte. Der Krystall ist nun positiv resp. negativ, je nachdem die Halbierungslinie der Quadranten mit den erweiterten Ringen oder, was dasselbe ist, die Verbindungslinie der beiden schwarzen Punkte senkrecht oder parallel zur Richtung der Ebene der optischen Achsen in der $\frac{1}{4}\lambda$-Platte ist.

Auch des *Quarzkeils* kann man sich zu diesem Zwecke bedienen. Man bringt die zu untersuchende Platte in der Diagonalstellung in das Polarisationsinstrument für konvergentes Licht, so daß die Hyperbel entsteht, und schiebt dann den Keil zwischen der Platte und dem oberen Nicol so ein, daß das eine Mal seine Längsrichtung, d. h. seine Achse der kleinsten Elastizität parallel, das andere Mal senkrecht zur Achsenebene des Krystalls ist. Bei einer von diesen beiden Lagen des Keils erweitern sich die inneren Ringe der Lemniskaten um die Pole herum. Geschieht dies, wenn der Keil mit seiner Längsrichtung (d. h. die Richtung der kleinsten Elastizität im Keil)

parallel der Achsenebene eingeschoben wurde, so ist der Krystall *positiv;* war die Längsrichtung des Keils senkrecht zur Achsenebene, so ist der Krystall *negativ.* Nicht zu dünne *Quarzplatten* senkrecht zur Achse kann man gleichfalls anwenden. Man bringt sie unter den oberen Nicol und dreht sie etwas um eine horizontale Achse, welche parallel, sodann um eine solche, welche senkrecht zur Richtung der Achsenebene des Krystalls liegt. In einem dieser beiden Fälle erweitern sich die Ringe der Interferenzfiguren und laufen nach der Mitte hin zusammen. Der Krystall ist +, wenn jene Achse senkrecht zur Ebene der optischen Achsen des Krystalls ist, —, wenn die Achse mit derselben parallel läuft. Auch hierbei muß die Krystallplatte in der 45°-Stellung sein. Man wird die Quarzplatte der Sicherheit wegen stets um beide Richtungen drehen.

(Literatur über die Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung wie bei den einachsigen Krystallen (248).)

Wie bei den einachsigen, so kann auch bei den zweiachsigen Krystallen im konvergenten Licht ein *Gipsplättchen* mit Rot I. Ordnung benützt werden, wenn die optischen Achsen der zu untersuchenden Platte noch im Sehfeld austreten. Die Erscheinungen sind dieselben wie dort (248), wenn die Platte in Normalstellung sich befindet. Je zwei gegenüberliegende Quadranten sind an den optischen Achsen gelb, die beiden anderen blau resp. grün und ebenso sind die ersten hier natürlich nicht mehr kreisförmigen Ringe in vier Teile geteilt, schwarz um die gelben, farbig um die blauen Quadranten. Der Unterschied kann wie bei den einachsigen Krystallen ausgesprochen werden: die Platte ist +, wenn die Richtung der kleinsten Elastizität im Gips die blauen Quadranten resp. die mit den farbigen Teilen der ersten Ringe halbiert, während in den — Platten die gelben Quadranten resp. die mit den schwarzen Teilen der ersten Ringe durch jene Richtung halbiert werden.

(*Rinne*, Centralbl. f. Min. etc. 1901, 653.)

Der Keil und die Quarzplatten erfordern zu einer sicheren Entscheidung eine Anzahl deutlich unterscheidbarer Ringe um die Achsen, die am besten beide im Sehfeld austreten; bei der Anwendung der Gipsplatte sind Ringe nicht unbedingt erforderlich, da die Farbe der Quadranten allein schon genügt.

Ist die Platte senkrecht zur zweiten Mittellinie geschliffen, so wird man für die beiden Arten der Krystalle die umgekehrten Merkmale erhalten, da hier bei positiven Krystallen die den stumpfen Achsenwinkel halbierende Elastizitätsachse die Achse der größten Elastizität ist (Fig. 327). Man sagt daher auch z. B. bei einem nach der obigen Definition (225) positiven Krystall, die seinen spitzen Achsenwinkel halbierende (erste) Mittellinie sei +, die den stumpfen Achsenwinkel halbierende (zweite) Mittellinie sei — und umgekehrt bei negativen Krystallen.

---

255. Einfluß der Temperatur auf die optischen Eigenschaften. Die Temperatur ist, wie mehrfach schon erwähnt wurde, von großem Einfluß auf die

optischen Eigenschaften der Mineralien, aber nur auf diejenigen, welche nicht mit den krystallographischen Symmetrieverhältnissen gesetzmäßig zusammenhängen. Isotrope Mineralien bleiben bei jeder Temperatur isotrop, einachsige resp. zweiachsige bleiben ein- resp. zweiachsig (vergl. übrigens weiter unten). Die optische Achse bleibt bei ersteren bei jeder Temperatur der Hauptachse parallel, die Elastizitätsachsen stets den Krystallachsen bei rhombischen Krystallen, eine Elastizitätsachse stets der Symmetrieachse im monoklinen System. Alles andere ist von der Temperatur abhängig: die Brechungskoeffizienten isotroper Mineralien, die Lage der zwei Elastizitätsachsen in der Symmetrieebene monokliner Krystalle, die Lage aller drei Elastizitätsachsen in triklinen Krystallen, die Größe der Elastizitätsachsen (Hauptbrechungskoeffizienten) anisotroper Krystalle und damit die Größe der Winkel der optischen Achsen, die Stärke der Cirkularpolarisation (Drehungsvermögen); und zwar ändert sich dabei das Gleiche stets in gleicher Weise, z. B. die für alle Schwingungsrichtungen gleichen Brechungskoeffizienten isotroper Substanzen, das Ungleiche, also z. B. die drei Hauptbrechungskoeffizienten α, β, γ eines zweiachsigen Krystalls ungleich. Dem entsprechend ändert sich dann auch die Interferenzfigur. Die Angabe der Temperatur, bei welcher solche Untersuchungen ausgeführt worden sind, ist daher notwendig.

Vielfach lassen sich diese Änderungen nur mittels genauer Messungen konstatieren, zuweilen können sie unmittelbar sichtbar gemacht werden, wenn sie nämlich nicht, wie gewöhnlich, sehr klein, sondern von erheblicher Größe sind. Hat man z. B. eine senkrecht zur Mittellinie der in der Symmetrieebene liegenden optischen Achsen geschliffene Platte des monoklinen *Gipses*, so sieht man im Polarisationsinstrument die Erscheinungen der geneigten Dispersion (227) sehr deutlich. Erwärmt man nun, so bewegen sich beide Augen der Lemniskate gegen die Mitte des Sehfelds aber, ihrer Verschiedenheit entsprechend, mit verschiedener Geschwindigkeit. Der Achsenwinkel wird immer kleiner. Bei einer gewissen Temperatur fallen beide Augen zusammen der Achsenwinkel ist = 0°, aber nicht gleichzeitig für alle Farben, was diesen Zustand von dem Verhalten einachsiger Krystalle wesentlich unterscheidet. Während für mittlere Strahlen die optischen Achsen zusammenfallen, ist ihre Ebene für das eine Ende des Spektrums noch der Symmetrieebene parallel, für das andere Ende desselben ist sie zu dieser senkrecht. Steigt die Temperatur noch höher, so ist schließlich die Ebene der optischen Achsen für alle Farben zur Symmetrieebene senkrecht und die Dispersion ist nicht mehr geneigt, sondern horizontal; nun wird der Achsenwinkel für steigende Temperaturen immer größer. Bei Verminderung der Temperatur geht die ganze Erscheinung rückwärts vor sich. Außer anderen Mineralien, z. B. Glauberit, zeigt auch noch der *Orthoklas* diese Änderung der Lage der Achsenebene bei steigender Temperatur; hier bleibt aber bei genügender Erhitzung die neue Lage der Achsen sehr häufig bestehen, die Erscheinung geht nicht wieder rückwärts vor sich. Eine eigentümliche Änderung erleiden manche Mineralien beim Erhitzen, indem sie, anfänglich anisotrop, bei einer gewissen Temperatur isotrop werden, um nachher beim Erkalten wieder den früheren Zustand anzunehmen, so Tridymit, Leucit, Boracit. Dies hängt aber mit einer molekularen Umlagerung und dem dadurch bedingten Übergang in ein anderes Krystallsystem zusammen (vergl. (257)). Daß die Erwärmung in der Tat im stande ist, weitgehende molekulare Umlagerungen in den Krystallen hervorzubringen, sieht man daran, daß dadurch in einheitlich gebauten Individuen mancher Mineralien Zwillingslamellen sich bilden oder auch wohl vorhandene Lamellen verschwinden (z. B. beim Kalkspat, Anhydrit, Leadhillit).

(W. Klein, Zeitschr. Kryst. Bd. IX, 1884, pag. 38; C. Klein, Nachrichten Gött. Ges. Wissensch. 1884, pag. 129 (Leucit); Mallard, Bull. soc. min. France. Bd. V (Heulandit) etc.; Des Cloizeaux, Nouvelles recherches etc., Mémoires des savants étrangers etc. 18, 1867, pag. 511.)

256. Zwillinge. Der Bau der Zwillingskrystalle läßt sich mit Hilfe des polarisierten Lichts sehr gut untersuchen. Eine Platte eines Zwillings wird bei paralleler Beleuchtung nicht wie eine planparallele Platte eines Individuums für die ganze Fläche gleichzeitig hell und dunkel, sondern, wenn das eine Individuum dunkel ist, ist das andere daneben liegende wegen der verschiedenen Orientierung seiner Schwingungsebenen gegen die Polarisationsebenen der beiden Nicols mehr oder weniger hell. Diese Unterschiede treten noch deutlicher hervor, wenn man gleichzeitig in den Apparat ein dünnes Gipsplättchen oder eine Quarzplatte senkrecht zur Achse einschaltet (235, 237). Im Bereich des einen Zwillingsindividuums ist dann die Färbung eine andere, als im Bereich des anderen. Die scharfe Grenze zwischen den beiden verschieden gefärbten Feldern gibt den Verlauf der Zwillingsgrenze an, der bald geradlinig, bald unregelmäßig ist. Sehr gut zeigen diese Erscheinung die aus sehr vielen Zwillingsindividuen lamellenförmig verwachsenen triklinen Feldspate (Plagioklase). Ist die Fläche des Plättchens senkrecht zur Zwillingsfläche, so sind die (durch Pfeile bezeichneten) Schwingungsrichtungen beider Individuen zur Zwillingsfläche symmetrisch (Fig. 356), was man durch Messung im Stauroskop leicht konstatieren kann.

Fig. 356.

Im bisherigen sind die beiden Individuen nebeneinander liegend, also ihre Verwachsungsfläche genau oder nahezu auf der Begrenzungsebene des Plättchens senkrecht angenommen worden. Sind die Individuen aber nach einer Ebene verwachsen, welche nahezu oder genau der Begrenzungsebene des Plättchens parallel ist, so daß also die hindurchgehenden Lichtstrahlen beide Individuen passieren müssen, so ist bei keinem Azimut im parallelen Licht vollständige Dunkelheit vorhanden, wie das z. B. manche Glimmerzwillinge zeigen.

Im konvergenten Licht sieht man, wenn die Fläche der Platte zu den Mittellinien der (zweiachsigen) Individuen senkrecht ist, die Interferenzfiguren verschieden gerichtet: entweder nebeneinander, wie bei dem Aragonitzwilling (Fig. 356), oder auch wohl, wenn die Individuen sich stellenweise oder ganz überlagern, sich durchkreuzend, wie z. B. bei den oben erwähnten Aragonit- und Glimmerzwillingen, bei den Weißbleierzzwillingen etc.

Durch derartige Beobachtungen werden manche scheinbar einem gewissen Krystallsystem angehörige (mimetische) Krystalle, z. B. die scheinbar hexagonalen, dihexaederähnlichen des Alstonit, als aus rhombischen Individuen verwachsene Zwillinge (Viellinge) erkannt (Fig. 357). Im parallelen Licht gibt die parallel der Basis geschliffene Platte 12 verschieden helle Felder, von welchen immer zwei

Fig. 357.

durch je zwei Felder getrennte Abschnitte sich optisch gleich verhalten, also zu einem Individuum gehören. Es ist somit eine Verwachsung von drei Individuen, welche alle, über den Mittelpunkt hinaus sich fortsetzend, sich durchkreuzen.

Vollkommen bunte Farbenverteilung zeigen im polarisierten Licht dünne Plättchen körniger Aggregate, bei denen aber, der unregelmäßigen Verwachsung der Körner entsprechend, keine Symmetrie der Auslöschungsrichtungen gegen die Grenzen zu beobachten ist. Dies ist namentlich wichtig bei der Beurteilung der Natur von scheinbar einheitlich gebauten dichten Aggregaten, die unter dem Mikroskop mit Polarisationsvorrichtung in dünnen Plättchen ein höchst kompliziertes buntes Bild geben *(Aggregatpolarisation)*, während ein wirklich einheitlich gebautes Mineral, wie z. B. ein Gipsplättchen, überall bei gleicher Dicke ganz gleichmäßig gefärbt ist.

257. Optische Anomalien. Viele Krystalle verhalten sich optisch anders, als nach der Symmetrie ihrer Form zu erwarten wäre. Reguläre Krystalle sind doppeltbrechend, quadratische und hexagonale, optisch zweiachsig, und optisch zweiachsige besitzen von den normalen abweichende Hauptschwingungsrichtungen. Derartige Krystalle werden als *optisch anomal* bezeichnet. Daß anomale Erscheinungen dabei vorliegen, erkennt man u. a. häufig daran, daß sie nicht an allen, sondern nur an einigen Exemplaren des betreffenden Minerals auftreten, während an den übrigen die optischen Verhältnisse ganz im Einklang mit der Krystallform stehen, und daß sogar auf einer und derselben Krystallplatte die Erscheinungen wechseln können. Naturgemäß lassen sich Abweichungen von dem normalen Verhalten um so leichter erkennen, je höher symmetrisch die Form der Krystalle ist. Darum sind optische Anomalien von regulären, quadratischen und hexagonalen Krystallen bekannter als von den ihrer Symmetrie nach zweiachsigen Krystallen. Im allgemeinen verhalten sich optisch anomale Krystalle im parallelen polarisierten Licht so wie Zwillingskrystalle; sie erscheinen wie diese aus optisch verschieden orientierten Teilen aufgebaut und zerfallen daher im polarisierten Licht in ebensoviel getrennte Felder. Im einzelnen unterscheiden sie sich aber doch wesentlich von Zwillingen und weichen auch untereinander ab und nur diejenigen verhalten sich im großen und ganzen ähnlich, deren Anomalie durch die gleiche Ursache hervorgerufen wird. Nach den hierüber vorliegenden Untersuchungen werden optische Anomalien hervorgerufen durch Dimorphie der Substanz, durch isomorphe Beimischung, durch mechanische Kräfte. Erscheinungen, welche mit denen anomaler Krystalle sehr viel Ähnlichkeit haben, aber ihrer Natur nach in das Gebiet der Zwillingsverwachsungen gehören, werden durch Überlagerung von Lamellen hervorgerufen.

a) *Optische Anomalien durch Dimorphie der Substanz* (282) treten bei enantiotropen Körpern auf; die eine Modifikation hat die Form

gebildet, eine andere, weniger symmetrische füllt sie jetzt aus, ihre Teilchen sind gegen die Form gesetzmäßig orientiert. Bei einer bestimmten Temperatur geht die letztere Modifikation in die erstere über und Form und optische Eigenschaften stehen dann in Einklang. Das beste Beispiel hierfür ist Boracit; die Form ist regulär-tetraedrisch, die Substanz ist doppeltbrechend und verhält sich so, als ob sie rhombisch wäre. Die erste Mittellinie ist senkrecht zur Richtung der Rhombendodekaederflächen, die optischen Achsen sind senkrecht zu den Würfelflächen, einerlei ob diese vorhanden sind oder nicht. Die verschieden orientierten Teilchen grenzen bald in breiteren Feldern, bald in schmalen Lamellen aneinander. Bei 265° wird der Boracit plötzlich einfachbrechend, unterhalb dieser Temperatur sofort wieder doppeltbrechend. Wird genau jene Temperatur eingehalten, so können beide Modifikationen nebeneinander bestehen, oberhalb derselben ist nur die reguläre, unterhalb derselben nur die rhombische Modifikation beständig, innerhalb der regulären Form vollzieht sich ohne weitere Störung die molekulare Umwandlung. Zu dieser Gruppe gehört außer Boracit auch Leucit, Tridymit, Cristobalit und Katapleit.

b) *Optische Anomalien durch isomorphe Beimischung* (289) sind sehr verbreitet. Die Erscheinung ist die, daß die reinen Grundverbindungen sich optisch ganz gesetzmäßig verhalten, während eine Mischung derselben anomal ist. So ist z. B. ein Krystall des dem regulären System angehörigen Bleinitrats unter normalen Verhältnissen vollkommen isotrop und ebenso ein Krystall des isomorphen Baryumnitrats. Ein ebenfalls regulärer Mischkrystall beider läßt aber stets optische Anomalien erkennen. Bei diesen ist es charakteristisch, daß die optischen Eigenschaften von der äußeren Form weitgehend beeinflußt werden, derart, daß der Symmetrie jeder äußeren Fläche in der zum Bezirk dieser Fläche gehörenden Krystallsubstanz (der Anwachspyramide (179)) eine bestimmte optische Symmetrie entspricht. Ein solcher Krystall verhält sich so, als sei er aus einzelnen Pyramiden aufgebaut, deren Basis die äußere Krystallfläche ist, und deren optisches Verhalten von der geometrischen Symmetrie dieser Fläche abhängt. Hierdurch unterscheiden sich diese Krystalle ganz wesentlich von Zwillingsverwachsungen. Ein ideales reguläres Oktaeder z. B. eines Mischkrystalls von Blei- und Baryumnitrat verhält sich so, als ob es aus acht optisch einachsigen Anwachspyramiden bestände, deren Basis je eine Oktaederfläche ist, zu der die optische Achse senkrecht wäre. Tritt aber an demselben Krystall noch das Pentagondodekaeder auf, so verhält sich der Krystall in den hierzu gehörenden Anwachspyramiden wie optisch zweiachsig, monoklin. So zeigen diese Krystalle durchgehends eine strenge Abhängigkeit des optischen Verhaltens von der äußeren Umgrenzung und dies geht so weit, daß auch das Auf-

treten von Vizinalflächen (z. B. bei Topazolith) sich im optischen Verhalten verrät. Selbstverständlich üben nur solche Flächen einen Einfluß auf die optischen Eigenschaften aus, die bei dem Wachsen der Krystalle vorhanden waren, nicht solche, die, wie Ätzflächen, später entstanden sind.

Quadratische und hexagonale Krystalle werden durch isomorphe Beimischung anomal zweiachsig, die optische Achse wird zur ersten Mittellinie und die Abhängigkeit der optischen Struktur von der äußeren Begrenzung gibt sich dadurch zu erkennen, daß in Platten parallel der Basis die Zahl der zweiachsigen Felder im allgemeinen der Zahl der Prismenflächen entspricht.

Die eigentliche Ursache dieser Anomalien ist noch nicht sicher ermittelt. Man kann sich vorstellen, daß durch den Eintritt der fremden Moleküle der Krystallbau eine geringe Störung erleidet, die sich in dem optischen Verhalten zu erkennen gibt. Diese Störungen wären in den zu vorhandenen Krystallflächen gehörenden Anwachspyramiden wirksam und ändern die optischen Eigenschaften, entsprechend der Symmetrie der zugehörigen Fläche.

Von Mineralien gehören hierher Granat, Vesuvian, Apophyllit, Chabasit, Turmalin, Apatit, Pennin, Topas u. a.

c) *Anomalien durch mechanische Kräfte* beruhen auf Spannungen, die auf irgend eine Weise im Innern des Krystalls zu stande kommen. Sie treten entweder um Einschlüsse herum auf und sind dann gegen die Umgebung nicht regelmäßig abgegrenzt (im Diamant) oder sie stehen mit Spalt- oder Gleitflächen in Verbindung und sind auf gerade Streifen beschränkt, die diesen Richtungen parallel gehen (Steinsalz, Zinkblende), oder sie sind unabhängig von solchen Beziehungen und dann ganz unregelmäßig im Krystall verteilt (Quarz, Brucit, Zirkon). In den beiden letzteren Fällen sind die Anomalien durch den Gebirgsdruck oder andere äußere mechanische Einwirkungen entstanden, im ersten ist es der Fremdkörper, der die Störung bedingt. Daß derartige Anomalien in der Tat durch Druck hervorgebracht werden können, läßt sich leicht experimentell nachweisen. Glas, einseitig gepreßt, wird doppeltbrechend, ebenso reguläre Krystalle wie Zinkblende, Steinsalz, Sylvin etc., der hexagonale und einachsige Quarz wird durch einen Druck senkrecht zur Achse zweiachsig und ähnlich sonst. War der Druck schwach, so wird nach dem Aufhören desselben der ursprüngliche normale Zustand wieder hergestellt; war er stark genug, so bleibt die Substanz vielfach dauernd anomal. Auch durch Erhitzen und rasches Abkühlen können innere Spannungen und damit optische Anomalien hervorgebracht werden. Rasch gekühltes Glas ist stark doppeltbrechend; ein Beispiel hierfür sind z. B. die sog. Glastränen. Ähnlich verhalten sich auch manche Krystalle, wie z. B. der

reguläre Flußspat und andere. Optische Anomalien der aus Schmelzfluß erstarrten Mineralien in den vulkanischen Gesteinen sind wohl zum Teil auf diese Ursache zurückzuführen (vergl. Feldspat).

d) *Durch regelmäßige Überlagerung von dünnen Lamellen* einer zweiachsigen Substanz kann diese an den Kreuzungen sich wie einachsig verhalten, um so vollkommener, je dünner die Lamellen sind und je häufiger sie sich überlagern. In den Glimmerkombinationen nach Nörremberg und Reusch wird Einachsigkeit dadurch erreicht, daß sich die zweiachsigen Plättchen abwechselnd in größerer Zahl unter je 90° überlagern. Wenn die abwechselnden Glimmerplättchen unter je 60° gegeneinander orientiert sind, zeigt die Kombination die Erscheinungen der Cirkularpolarisation.

Analoge Überlagerungen treten auch bei natürlichen Krystallen auf, und wenn diese, wie es meist der Fall ist, zugleich in ihrer Form höhere Symmetrie nachahmen, ist es oft schwer zu entscheiden, ob die höhere Symmetrie sekundär und durch Überlagerung von weniger symmetrischen Lamellen zu stande gekommen ist, oder ob die Krystalle tatsächlich so hoch symmetrisch und etwaige Abweichungen als optische Anomalien zu betrachten sind. *E. Mallard* hat im weitesten Umfang das erstere angenommen, so daß er eigentliche optische Anomalien gar nicht anerkennt, vielmehr für alle diese Krystalle annimmt, daß es Grenzformen oder mimetische Bildungen seien, daß das am wenigsten symmetrische optische Verhalten einer Substanz ihrer wahren Symmetrie entspreche und die scheinbar höher symmetrischen Krystalle aus dünnen Lamellen nach Art der Glimmerkombinationen aufgebaut seien. Der Granat wäre im Topazolith nach seiner Auffassung triklin; anderer Granat, der wie monoklin, rhombisch, hexagonal oder regulär sich verhält, bestünde aus triklinen Lamellen, der optisch isotrope, in der Form reguläre Granat enthielte diese in der feinsten Verwachsung. Gegen diese Verallgemeinerung Mallards haben sich andere Forscher erklärt und von der Mehrzahl werden nur die zuerst hier angeführten drei Gruppen von optischen Anomalien als solche anerkannt. Immerhin gibt es Mineralien, deren optisches Verhalten in der Annahme von regelmäßiger Überlagerung dünner Lamellen eine befriedigende Erklärung findet, es sind dies besonders Prehnit z. T., Kalkuranglimmer und Mineralien aus der Glimmer- und Chloritgruppe.

(Mallard, Explication des phénomènes optiques anomaux, Paris 1877; R. Brauns, Die optischen Anomalien der Krystalle, Leipzig 1891.)

258. Glanz. Das an der Oberfläche eines Minerals ankommende Licht wird dort z. T. reflektiert und je nach der Beschaffenheit der Oberfläche vielfach verändert, z. T. dringt es ins Innere ein. Von diesem letzteren Teil wird aber wieder ein Teil im Innern reflektiert

und nach außen geworfen, so daß es mit dem oberflächlich gespiegelten Licht ins Auge gelangt. Hier ruft diese Mischung u. a. den Eindruck des *Glanzes* hervor, dessen Charakter bei verschiedenen Mineralien je nach der Mischung jener beiden Lichtarten ein verschiedener ist. Er ist ein sehr wichtiges Kennzeichen der Mineralien, und wird angegeben, indem man den Glanz des betreffenden Minerals mit dem Glanz bekannter Gegenstände vergleicht. Man pflegt mehrere Arten von Glanz zu unterscheiden, die aber z. T. auf einzelne Flächen eines Krystalls beschränkt sind, während andere Flächen einen anderen Glanz zeigen. Es sind die folgenden:

1. *Metallglanz.* Der starke mit vollkommener Undurchsichtigkeit verbundene Glanz der Metalle. Alle Mineralien, welche ihn zeigen, heißen *metallische* (Gold, Bleiglanz, Schwefelkies), auf ihm beruht der Unterschied zwischen metallisch und nicht metallisch. Den Übergang zwischen beiden bildet der *halbmetallische* Glanz (Pyrolusit, Chromeisenstein).

2. *Glasglanz.* Bei den meisten nicht metallischen Mineralien, z. B. Quarz. Er ist verbunden mit mehr oder weniger vollkommener Durchsichtigkeit. Von ihm sind die anderen Abarten des nicht metallischen Glanzes im Grunde nur Unterabteilungen, welche durch gewisse Verhältnisse der Struktur oder andere physikalische Eigenschaften der Substanz verursacht werden.

3. *Diamantglanz.* Starker Glanz beim Diamant und andere Mineralien, welche vollkommene Durchsichtigkeit, sowie starke Lichtbrechung und Farbenzerstreuung zeigen (Diamant, Weißbleierz, Vitriolblei). Wenn Färbung eintritt und die Durchsichtigkeit dadurch abnimmt, nähert sich der Diamantglanz dem metallischen (metallartiger Diamantglanz, z. B. Zinkblende).

4. *Perlmutterglanz.* Auf Flächen, denen sehr deutliche Blätterbrüche parallel gehen, wenn schon eine gewisse Aufblätterung stattgefunden hat. Blätterbrüche lassen sich vielfach leicht an dem sehr charakteristischen Perlmutterglanz erkennen (Glimmer, Apophyllit).

5. *Seidenglanz* (Atlasglanz). Fasrige Mineralien, z. B. Fasergips.

6. *Fettglanz* (Harz-, Wachsglanz). Das Mineral sieht aus, wie mit einer Schicht fetten Öls überzogen (Eläolith), oder wie Harz oder Wachs (manche Opale).

Zwischen diesen Arten des Glanzes gibt es alle möglichen Zwischenstufen, die nach dem Obigen leicht verständlich sind.

Die Mineralien zeigen nicht nur verschiedene Arten, sondern auch verschiedene *Grade* des Glanzes: 1. *starkglänzend,* natürliche ebene Flächen reflektieren völlig scharfe Bilder (Bergkrystall); 2. *glänzend,* die Bilder sind verschwommen; 3. *wenig glänzend,* die Fläche reflektiert noch viel Licht, gibt aber keine Bilder mehr, meist

bei körnigen Aggregaten, z. B. Marmor; 4. *schimmernd*, die Fläche zeigt nur noch einen schwachen Schein, dichte Aggregate, z. B. Jaspis; 5. *matt*, es wird fast kein Licht mehr reflektiert, erdige Substanzen (Ton, Tripel).

Der natürliche Glanz kann durch künstliches Polieren der Art und dem Grade nach oft sehr stark verändert werden. Schleifen und Polieren der Edelsteine. Matte oder wenig glänzende Mineralien, welche beim Streichen mit einem runden harten Körper glänzend werden, heißen *im Strich glänzend* (z. B. Schieferton).

259. Pelluzidität. Wenn das Licht dickere oder dünnere Schichten der Mineralien durchstrahlt, so wird ein mehr oder weniger großer Teil desselben absorbiert, und nur der Rest tritt wieder aus dem Mineral heraus. Hierauf beruhen die Erscheinungen der *Pelluzidität* und der *Farben*.

Bei der *Pelluzidität* (Durchsichtigkeit, Durchscheinenheit) der Mineralien kommt es auf die Menge des durchgelassenen Lichtes an. Je nach dem größeren oder geringeren Bruchteil, welcher von dem ankommenden Licht durchgelassen resp. absorbiert wird, unterscheidet man verschiedene Grade der Pelluzidität, welche allerdings in hohem Grade von der Dicke des untersuchten Stückes beeinflußt werden.

1. *Durchsichtig.* Dicke Stücke lassen beinahe die ganze ankommende Lichtmenge durch. Man erblickt, durch dicke Schichten gesehen, die Gegenstände mit deutlichen Umrissen. Sind durchsichtige Mineralien farblos, so heißen sie *wasserhell.* 2. *Halbdurchsichtig.* Lassen durch dicke Schichten hindurch nur noch unbestimmte Umrisse erkennen. 3. *Durchscheinend.* Das ganze Stück läßt noch Licht durch, aber Umrisse sind gar nicht mehr zu bemerken. 4. *Kantendurchscheinend.* Nur sehr dünne Schichten, so namentlich die dünnen Ränder an scharfkantigen Bruchstücken, lassen noch etwas Licht durch; der Rand ist deswegen beim Durchsehen heller, als die dickere nach innen zu gelegene Masse. 5. *Undurchsichtig* (opak). Lassen gar kein Licht mehr durch.

Am wenigsten durchsichtig, d. h. so beschaffen, daß sie in sehr dünnen Lagen schon die ganze einfallende Lichtbewegung absorbieren, sind die Metalle und die metallischen Mineralien. Doch lassen sich sogar gewisse Metalle in so feinen Lamellen herstellen, daß sie durchsichtig werden. So zeigen feine Goldhäutchen grüne, Silberhäutchen blaue Farbe.

Es gibt Mineralien, z. B. Quarz, an deren verschiedenen Varietäten alle die angeführten Grade der Pelluzidität beobachtet werden können. Dies ist z. T. die Folge der Struktur (feinkörnige und dichte Aggregate sind nie durchsichtig) oder von Einschlüssen oder Hohlräumen. An sich ist der Quarz vollkommen durchsichtig, wenn er in reinen einheitlichen Stücken vorliegt. Die Durchsichtigkeit geht nur durch die genannten äußeren Umstände verloren. Er wird dadurch *trübe.*

Ganz anders als gegen gewöhnliches Licht verhalten sich die Mineralien vielfach gegen *Röntgenstrahlen.* Manche undurchsichtige Mineralien lassen diese fast ungehindert hindurch (Graphit); umgekehrt sind im gewöhnlichen Licht durchsichtige

Substanzen für X-Strahlen undurchlässig (Quarz, Silikate etc.). Dies Verhalten bietet ein gutes Mittel, z. B. Diamant von Imitationen in Glas, Bergkrystall etc. zu unterscheiden. (Dölter, N. Jahrb. f. Min. etc. 1896, II, pag. 87 und 1897, I, pag. 256.)

260. Farbe. Die *Farbe* der Mineralien hängt von der Qualität des durchgelassenen Lichts ab, welche darauf beruht, daß von dem hindurchgegangenen oder an der Oberfläche etwas in das Mineral eingedrungenen und wieder aus dem Inneren heraus nach außen reflektierten, ursprünglich weißen Licht nicht alle farbigen Teilstrahlen in gleichem Maße, sondern nur einzelne Strahlen von gewisser Brechbarkeit absorbiert werden. Die übrigen erzeugen dann im Auge eine von der Menge und Qualität des absorbierten Lichts abhängige Mischfarbe. Werden nicht einzelne farbige Strahlen vorzugsweise stark geschwächt, sondern erleiden sie alle ohne Rücksicht auf die Wellenlänge dieselbe Schwächung, so sind die betreffenden Mineralien farblos, wenn die Absorption gering, grau, schließlich schwarz, wenn sie stärker oder fast vollständig ist.

Die Farbe ist ein für die verschiedenen Mineralien in verschiedenem Grade wichtiges Kennzeichen. Manche Mineralien, vorzugsweise die sämtlichen metallischen, zeigen im reinen Zustande stets dieselbe Farbe: Gold ist stets gelb, Silber weiß, Magneteisen schwarz etc. Aber auch bei manchen nicht metallischen Mineralien kommt diese konstante Färbung vor: Kupfervitriol ist stets blau, Malachit grün, Realgar rot. Für sie ist die Farbe ein konstantes charakteristisches Merkmal. Es sind die *farbigen* oder *idiochromatischen* Mineralien. Bei solchen ist die Farbe eine wesentliche Eigenschaft der Substanz. Die anderen nicht metallischen Mineralien sind in ihrem reinsten Zustande farblos oder nur äußerst schwach gelblich oder graulich gefärbt, wie Quarz (als Bergkrystall), Flußspat etc.; sie erhalten aber häufig durch Beimischung fremder farbiger Körper eine Färbung. Diese ist jedoch dann nicht immer für alle Stücke des Minerals die nämliche, sondern sie hängt von der färbenden Beimischung ab, so daß also verschiedene Stücke eines Minerals verschiedene Farben zeigen können. Quarz findet sich z. B. außer in farblosen Stücken auch rot, violett, gelb, braun etc. Derartige Mineralien heißen *gefärbt* oder *allochromatisch.* Ihre Färbung ist wechselnd, also kein charakteristisches, sondern nur ein sehr unwesentliches, zufälliges Kennzeichen. Die sämtlichen bei einem gefärbten Mineral beobachteten Farben nennt man die *Farbenreihe* desselben. Sogar an einem und demselben Stück eines solchen Minerals kommen häufig verschiedene Farben vor, z. B. bei dem Achat, manchen Diopsidkrystallen, die am einen Ende grün, am anderen weiß sind, manchen Turmalinen, welche weiß und an einem Ende schwarz sind (Mohrenköpfe) etc. Es entstehen dadurch zuweilen Farbenzeich-

nungen, welche mit den selbstverständlichen Ausdrücken: gestreift, geflammt, geadert, gefleckt, wolkig etc. benannt werden.

Die fremden farbigen Körper, die die Färbung von an sich farblosen oder wenig gefärbten Mineralsubstanzen bewirken, heißen die *Pigmente*. Sie sind z. T. mit bloßem Auge oder noch besser unter dem Mikroskop als eingemengte Fremdkörper deutlich zu erkennen, wie z. B. die Schüppchen von Eisenglanz, die den an sich farblosen Carnallit rot färben. In den meisten Fällen sind aber die Pigmente so fein verteilt, daß sie auch bei der stärksten Vergrößerung nicht als getrennte Partikel unterschieden werden können. Sie sind gewissermaßen in der farblosen Substanz des Minerals aufgelöst, wie bei den meisten farbigen Edelsteinen: Rubin, Sapphir, Amethyst etc. Eine derartige Färbung wird *dilut* genannt. Sie beruht bei zahlreichen Mineralien, wie z. B. bei dem grünen Diopsid auf der isomorphen Beimischung einer farbigen Verbindung. In anderen Fällen sind es Substanzen von ganz anderer chemischer Beschaffenheit, die wohl in Form einer festen Lösung in dem Mineral enthalten sind, wie z. B. das braune Pigment des Rauchtopases etc. Ihre Menge ist meist eine minimale. Dies setzt eine ungemein große Färbekraft voraus, aber es ist auch der Grund, der bis jetzt vielfach eine genaue Ermittlung der chemischen Natur dieser Pigmente verhindert hat. Vielfach werden sie bei höherer Temperatur zerstört und die betreffenden Mineralien durch Glühen entfärbt, wie z. B. der Rauchtopas; andere werden sogar schon vom Licht verändert, die Mineralien bleichen am Licht aus, wie z. B. manche Topase. Daher wird von Vielen angenommen, daß es sich um Pigmente organischer Natur (Kohlenwasserstoffe etc.) handle. Andere sind aber der Ansicht, daß dies nicht der Fall sei, daß es durchaus unorganische, wenn auch z. T. leicht zerstörbare Verbindungen seien, die die dilute Färbung der Mineralien bewirken.

(Weinschenk, Zeitschr. f. anorg. Chemie XII, 1896, pag. 375; Min. u. petr. Mittlgn. XIX, 1900, pag. 144; v. Kraatz-Koschlau und Wöhler, ibid. XVIII, 1899, pag. 304 und 447; Königsberger, ibid. XIX, 1900, pag. 148.)

Die metallischen Mineralien lassen an jedem einzelnen Stücke schon durch ihren metallischen Habitus erkennen, daß sie farbig sind, daß bei ihnen also die Farbe ein wichtiges Kennzeichen ist, während man bei nicht metallischen Mineralien an den einzelnen Stücken nicht unterscheiden kann, ob die Farbe wesentlich oder nur zufällig ist. Es sind daher vorzugsweise die *metallischen* Farben für die Charakterisierung der Mineralien von Bedeutung. Unter ihnen fehlt blau und grün. Die an den metallischen Mineralien beobachteten Farben sind: 1. *Rot* (kupferrot: Kupfer). 2. *Braun* (tombakbraun: Magnetkies, wenn angelaufen). 3. *Gelb* (bronzegelb: Magnetkies auf frischem Bruch; speißgelb, etwas ins Graue: Schwefelkies; messinggelb, etwas ins

Grüne: Kupferkies; goldgelb: Gold). 4. *Weiß* (silberweiß, ins Gelbe: Silber; zinnweiß, ins Graue: Antimon). 5. *Grau* (stahlgrau: Platin; bleigrau: Antimonglanz, Bleiglanz). 6. *Schwarz* (eisenschwarz: Magneteisen).

Auch die nicht metallischen Farben sind, obwohl sie keine so erhebliche Bedeutung haben, klassifiziert worden, und zwar schon von dem Begründer der wissenschaftlichen Mineralogie, *A. G. Werner*, der allen Farben eine große Wichtigkeit beilegte. (A. G. Werner, Von den äußerlichen Kennzeichen der Fossilien, Leipzig 1774.) Man unterscheidet acht Hauptfarben, jede mit einer Anzahl von Nüancen. Die Nüance, welche eine bestimmte Farbe in höchster Reinheit darstellt, heißt die *Charakterfarbe*, sie ist in der folgenden Übersicht gesperrt gedruckt.

1. *Weiß* (schneeweiß, rötlich-, gelblich-, grünlich-, blaulich-, graulichweiß).

2. *Grau* (aschgrau, grünlich-, blaulich-, rötlich-, gelblich-, rauch-, schwarzgrau).

3. *Schwarz* (sammetschwarz, graulich-, bräunlich- oder pech-, rötlich-, grünlich- oder raben-, blaulichschwarz).

4. *Blau* (berlinerblau, schwärzlich-, lasur-, lavendel-, viol-, pflaumen-, smalte-, indigo-, himmelblau).

5. *Grün* (smaragdgrün, span-, seladon-, berg-, lauch-, apfel-, pistacien-, schwärzlich-, oliven-, gras-, spargel-, öl-, zeisiggrün).

6. *Gelb* (citronengelb, schwefel-, stroh-, wachs-, honig-, ocker-, wein-, isabell-, erbsen-, pommeranzengelb).

7. *Rot* (karminrot, morgen-, hyacinth-, ziegel-, scharlach-, blut-, fleisch-, cochenille-, rosen-, karmoisin-, pfirsichblüt-, kolumbin-, kirsch-, bräunlichrot).

8. *Braun* (kastanienbraun, rötlich-, nelken-, haar-, gelblich-, holz-, leder-, schwärzlichbraun).

Jede Farbennüance ist bald hell, bald dunkel. Allgemein bekannte Ausdrücke wie licht, blaß, tief, hoch, gesättigt etc. beziehen sich hierauf.

Die Farben werden, wie wir schon oben im Vorbeigehen gesehen haben, durch Glühen häufig stark verändert oder auch wohl ganz zerstört; so werden gelbe Topase rot, der braune Rauchtopas wird farblos etc. Manchmal ist die Änderung nur eine vorübergehende: der rote edle Spinell wird durch Glühen farblos und nimmt nachher seine ursprüngliche Farbe wieder an und ebenso verhält sich der rote Rubin, der aber beim Abkühlen eine grüne Zwischenstufe durchläuft. Auch schon an der Luft und am Licht ändern sich die Farben der Mineralien vielfach entweder durch die ganze Masse, oder nur an der Oberfläche, indem das Mineral eine mehr oder weniger tiefgehende chemische Umwandlung erleidet, z. B. wird der Eisenspat bei Luftzutritt dunkler etc. An der Oberfläche ändert sich die bronzegelbe Farbe des Magnetkieses in tombakbraun, die weiße des Arsens in schwarz. Findet diese Farbenänderung nur an der Oberfläche statt, so nennt man sie das *Anlaufen*, die entstehenden Farben *Anlauffarben*. Sie sind entweder, wie in den beiden erwähnten Beispielen des Magnetkieses und des Arsens, auf der ganzen Fläche gleich, oder das Mineral läuft bunt an, z. B. Buntkupfererz, Wismuth etc. Dieses Buntanlaufen wird auch mit den Namen: regenbogenartig, pfauenschweifig, taubenhälsig etc. bezeichnet.

Um die Farben der Mineralien in ihren verschiedenen Nüancen genau und in unzweideutiger Weise angeben und vergleichen zu können, hat man statt der obigen etwas vagen Bezeichnungen vielfach die Vergleichung mit einer möglichst alle Farbennüancen umfassenden Farbenskala gewählt. Am häufigsten wird dazu die „internationale Farbenskala von Radde“ benutzt (H. Fischer, N. Jahrb. f. Min. etc. 1879, pag. 854). Am besten gelingt dabei die Bestimmung von trüben, undurchsichtigen,

nicht metallischen Mineralien, da die Glieder der Skala mittels Deckfarben hergestellt sind. Bei der Farbwirkung der Mineralien kommt aber auch der Glanz und die Durchsichtigkeit in Betracht. Daher ist es oft kaum möglich, für metallische und vollkommen durchsichtige Mineralien einen ganz entsprechenden Vertreter in der Skala zu finden.

261. Strich. Von Wichtigkeit ist häufig die Farbe des feinen Pulvers, die von der ganzer Stücke meist mehr oder weniger verschieden ist. Bei farbigen Mineralien pflegt das Pulver ebenfalls charakteristisch gefärbt zu sein, während gefärbte meist weißes oder doch sehr helles Pulver geben. Man stellt das Pulver dar, indem man mit dem Mineral über eine rauhe weiße Porzellanplatte (sog. Biskuitplatte) streicht; die Farbe des Strichs ist dann die des hängengebliebenen Pulvers. Man spricht daher statt von der Farbe des Pulvers auch von der Farbe des Strichs oder kurz vom *Strich*. Der Strich der Mineralien ist meist eine hellere Nüance der Farbe, welche die Masse des Minerals hat; nicht selten zeigt er aber auch eine andere Färbung, als diese. So ist Eisenglanz schwarz, der Strich rot; Manganblende braun, der Strich grün; Schwefelkies gelb, der Strich schwarz etc.

Der schwarze Strich, den viele opake Mineralien zunächst zeigen, kann bei einigen derselben noch farbig gemacht werden, wenn man das auf einer Biskuittafel hergestellte Pulver mit einer zweiten solchen noch weiter zerreibt. So wird z. B. der schwarze Strich des Schwefelkieses hellbraun mit einem Stich ins Violette etc. (Schroeder van der Kolk, Centralbl. f. Min. etc. 1901, 75 und 519.)

262. Pleochroismus. Viele durchsichtige, doppeltbrechende Krystalle haben die Eigenschaft, daß sie beim Hindurchsehen nach verschiedenen Richtungen nicht immer dieselbe, sondern verschiedene Farben zeigen. Der Grund liegt darin, daß die in verschiedenen Richtungen durch den Krystall hindurchgehenden Lichtstrahlen auch verschieden absorbiert werden, und zwar in verschiedenem Grade und namentlich auch in verschiedener Weise, d. h. das eine Mal dieser, das andere Mal jener Teil des angewandten weißen Lichts. Es bleibt dann jedesmal ein anderer Rest übrig, der die in der betreffenden Richtung erscheinende Farbe bildet. So zeigt z. B. der rhomboedrische Pennin senkrecht zur Basis, also in der Richtung der Achse grüne, senkrecht zur Achse rotbraune Farbe, und zwar ringsum genau dieselbe. Der rhombische Cordierit (Dichroit) gibt auf den drei Pinakoidflächen, also in der Richtung der drei krystallographischen Achsen gesehen, die Farben: dunkelblau, hellblau und graulichgelb. In beiden Mineralien treten in zwischenliegenden Richtungen intermediäre Farbentöne auf, die sich je nach der Richtung bald der, bald jener der genannten Farben nähern. Diese Erscheinung nennt man *Pleochroismus* (Dichroismus beim Pennin und den anderen einachsigen, Trichroismus beim Cordierit und den übrigen zweiachsigen Krystallen). Sie ist

nicht immer so deutlich wie bei diesen beiden Mineralien; manchmal stehen sich die in verschiedenen Richtungen gesehenen Farbentöne sehr nahe, häufig beobachtet man nur geringe Helligkeitsdifferenzen und nicht selten sind die Unterschiede so klein, daß sie kaum mehr wahrgenommen werden können, oder sich der Beobachtung ganz entziehen. In allen Fällen gilt aber, wenn überhaupt Pleochroismus auftritt, das Gesetz, daß beim Hindurchsehen durch einen Krystall nach optisch gleichwertigen Richtungen, d. h. nach Richtungen gleicher Elastizität des Äthers, stets gleiche, beim Hindurchsehen nach optisch ungleichwertigen Richtungen verschiedene Farben erscheinen, wobei aber die Unterschiede eventuell bis zur Unerkennbarkeit heruntersinken können.

Hieraus ergibt sich sofort, daß der Pleochroismus eine Begleiterscheinung der doppelten Lichtbrechung ist, und daß er nur in anisotropen Krystallen vorkommen kann, nicht aber in isotropen, nach allen Richtungen optisch gleichen Substanzen. Wo also sich Pleochroismus zeigt, hat man es sicher mit einem anisotropen Krystall zu tun. Man darf aber nicht umgekehrt aus dem Mangel an deutlich erkennbarem Pleochroismus auf isotrope Beschaffenheit schließen, da ja, wie wir gesehen haben, auch in doppeltbrechenden Krystallen die Farbenunterschiede verschwindend klein sein können.

Die drei aufeinander senkrechen Richtungen der größten Absorptionsunterschiede in einem Krystall nennt man die *Absorptionsachsen* desselben. Sie liegen aber nur dann wie die Elastizitätsachsen, wenn diese in ihrer Richtung durch die Symmetrie des Krystalls gegeben und für alle Farben dieselben sind: bei einachsigen Krystallen hat man zwei solche, parallel und senkrecht zur Hauptachse. Bei rhombischen gehen sie in der Richtung der drei Krystallachsen. Bei monoklinen fällt eine in die Richtung der Symmetrieachse, die beiden anderen liegen in der Symmetrieebene senkrecht zueinander, aber im allgemeinen anders als die Elastizitätsachsen. Dieses letztere gilt für alle drei Absorptionsachsen bei triklinen Krystallen, in denen eine gesetzmäßige Beziehung zur Begrenzung nicht mehr vorhanden ist.

Einen näheren Einblick in das Wesen des Pleochroismus erhält man durch folgende Betrachtung. Fällt auf eine (als eben vorausgesetzte) Fläche eines anisotropen durchsichtigen Krystalls Licht auf, so wird es beim Eindringen in denselben infolge der Doppelbrechung im allgemeinen in zwei Wellen zerlegt, die sich mit senkrecht zueinander stattfindenden Schwingungen fortpflanzen. Diese beiden Schwingungsrichtungen sind optisch verschieden; von den Schwingungen in der einen Richtung wird daher ein anderer Teil absorbiert werden, als von denen in der darauf senkrechten Richtung. Von der einen Welle bleibt somit nach dem Verlassen des Krystalls ein anders ge-

färbter Rest übrig als von der zweiten. Diese beiden Lichtwellen gelangen zusammen ins Auge und geben hier eine Mischfarbe, die man direkt sieht, als Farbe der betreffenden Krystallplatte. Es gibt aber auch ein Mittel, die beiden Wellen zu trennen und die Farben, die ihnen nach ihren speziellen Absorptionsverhältnissen zukommen, einzeln zu beobachten. Dieses Mittel ist die von Haidinger zur Untersuchung des Pleochroismus speziell konstruierte dichroskopische Lupe (kurz: Dichrolupe). Sie erlaubt, viel geringere Grade von Pleochroismus noch wahrzunehmen, die bei der Beobachtung mit bloßem Auge nicht mehr erkennbar wären.

Die *Dichrolupe* oder das *Dichroskop* ist ein nach einer Endkante stark verlängertes Spaltungsstück von Doppelspat *A* (Fig. 358), an dessen beiden Flächen die Glaskeile *F* und *B* so angeklebt werden, daß dadurch zwei ebene Grenzflächen senkrecht zu der langen Kante entstehen. Bei *B* ist ein Metallplättchen mit einer kleinen quadratischen Öffnung *D*, bei *C* ist eine Lupe, welche die Öffnung *D* beim Hindurchsehen von *C* nach *D* scharf sichtbar macht. Das Ganze ist in eine Messinghülse gefaßt und diese bei *B* vielfach noch mit einem um die Achse des Ganzen drehbaren Krystallträger versehen, der in der Mitte so durchbohrt ist, daß bei der Drehung seine Öffnung stets genau über der quadratischen bei *B* liegen bleibt.

Fig. 358.

Blickt man nun bei *C* in das Instrument nach einer Lichtquelle (dem hellen Himmel), so fällt das Licht parallel mit der langen Kante auf die vordere Fläche bei *D* ein, also in dem durch diese Kante bestimmten Hauptschnitt, und man sieht wegen der Doppelbrechung des Kalkspats zwei Bilder der quadratischen Öffnung, das eine *o* geradeaus, da wo diese Öffnung liegt, das andere *e* in dem Hauptschnitt etwas nach der stumpfen Ecke des Kalkspats verschoben (218). Das erstere Bild *o* ist das ordentliche, es entspricht Schwingungen senkrecht zum Hauptschnitt, oder, wenn man sich diesen ein für allemal vertikal gestellt denkt, Horizontalschwingungen parallel mit der langen Diagonale des Querschnitts des Kalkspatstücks. Es ist farblos. Das andere, außerordentliche, Bild *e* wird durch Schwingungen im Hauptschnitt, also durch Vertikalschwingungen parallel mit der kurzen Diagonale hervorgebracht und hat einen nach *o* hin roten, auf der anderen Seite einen blauen Saum, an dem man es leicht wieder erkennt. Ist eine Seite des Quadrats bei *D* horizontal, so liegen beide Bilder mit horizontalen und vertikalen Grenzen im Hauptschnitt übereinander, und wenn die Öffnung die geeignete Größe hat, so berühren sie sich längs einer horizontalen Linie, wie es die beiden Quadrate *o* und *e* der Fig. 358 zeigen. Dabei sieht man leicht, daß das Bild *o* etwas heller ist als *e*; auch der Kalkspat ist etwas dichroitisch, Schwingungen im Hauptschnitt werden etwas stärker absorbiert, als solche senkrecht dazu.

Bringt man nun einen dichroitischen Krystall auf den drehbaren Objektträger vor die Öffnung *D*, so sind die beiden Bilder *o* und *e* gefärbt und zwar im allgemeinen verschieden. Da die Felder *o* und *e* sich berühren, so heben sich infolge des Kontrastes schon sehr geringe Farbenunterschiede deutlich hervor. Hierauf beruht die große Empfindlichkeit der Dichrolupe. Im einzelnen ist die Erscheinung die folgende.

Die Schwingungsrichtungen (Auslöschungsrichtungen) der Krystallplatte seien zunächst dem Hauptschnitt des Kalkspates im Instrument parallel resp. senkrecht darauf. Eine normal auf dem Krystall ankommende Lichtwelle zerfällt in ihm in die zwei in derselben Richtung fortschreitenden, aber senkrecht zueinander nach den zwei Auslöschungsrichtungen schwingenden Wellen, die nun je die diesen beiden Richtungen entsprechende Absorption erleiden. Mit der dieser Absorption entsprechenden Farbe treten sie in den Kalkspat ein, in welchem sich ihre Schwingungsrichtungen bei der angenommenen Stellung nicht ändern. Das eine Bild *e* wird also die Farbe derjenigen Lichtwelle annehmen, die sich mit Schwingungen parallel dem Hauptschnitt, das andere *o* die Farbe derjenigen, die sich mit Schwingungen senkrecht zum Hauptschnitt im Kalkspat fortgepflanzt hat. Diese beiden Farben *o* und *e* zeigen das Maximum der Differenz, die in der Platte überhaupt vorkommen kann. Dreht man diese letztere nun mit dem Objektträger in ihrer Fläche, so findet eine Zerlegung der aus ihr austretenden Lichtschwingungen im Kalkspat statt. Die Farben der beiden Felder *o* und *e* nähern sich einander infolgedessen und zwar bei fortschreitender Drehung immer mehr bis zu 45°, wo sie beide genau gleich sind. Weiterhin wird *o* und *e* wieder verschieden, aber entgegengesetzt, wie vorher, so daß *o* die Färbung annimmt, die *e* zuerst hatte und umgekehrt. Die Verschiedenheit nimmt zu, bis zum Azimut von 90°, wo sich die Schwingungsrichtungen des Krystalls und des Kalkspats wieder decken, wo infolgedessen wieder das Maximum des Farbenunterschieds eingetreten ist, aber mit einer Vertauschung der Farben, die *o* und *e* bei der Anfangsstellung hatten. Bei weiterer Drehung wiederholen sich diese Erscheinungen in jedem Quadranten und zwar derart, daß bei 180° *o* und *e* gefärbt sind wie bei 0° und bei 270° wie bei 90°, hier aber entgegengesetzt wie vorhin. Diese beiden Farben *o* und *e* kann man ganz allgemein die *Achsenfarben* der Platte nennen. Blickt man ohne Dichroskop hindurch, so kommen sie gleichzeitig ins Auge und geben eine Mischfarbe, die *Flächenfarbe* der Platte. Das Dichroskop zerlegt also die direkt gesehenen Flächenfarben der pleochroitischen Krystalle in ihre Komponenten, die beiden Achsenfarben.

Die verschiedenen isotropen und anisotropen Substanzen zeigen danach im Dichroskop folgende Eigenschaften.

1. *Isotrope Substanzen.* Die Bilder *o* und *e* sind stets einander gleich, man mag in der oder jener Richtung durch den Krystall hindurch sehen, und sie ändern sich auch nicht bei der Drehung der Platte. Wenn irgend welche Farbenunterschiede auftreten, ist die Substanz sicher nicht isotrop.

2. *Einachsige Krystalle.* Ist die Platte parallel der Basis (senkrecht

zur Achse), sieht man also in der Richtung der Achse durch den Krystall hindurch, so sind die Bilder *o* und *e* bei jeder Stellung der Platte einander gleich, da für Schwingungen senkrecht zur Achse, wie sie hier unter diesen Umständen ausschließlich ins Auge gelangen, keine Absorptionsunterschiede vorhanden sind.

Ist die Platte parallel der Achse, sieht man also senkrecht zur Achse durch den Krystall hindurch, so sind die Felder *o* und *e* verschieden gefärbt, und zwar erhält man die größte Farbendifferenz, wenn die Achse des Krystalls dem Hauptschnitt des Kalkspats parallel oder zu ihm senkrecht ist. Die Richtung der Achse und die auf ihm senkrechte sind somit in der Tat die beiden Absorptionsachsen eines einachsigen Krystalls. Ist die Achse dem Hauptschnitt parallel, dann zeigt das Feld *e* die den Schwingungen nach der Achse entsprechende Farbe *E* und das Feld *o* die den Schwingungen senkrecht zur Achse entsprechende Farbe *O*. Dreht man die Platte um 90° herum, dann sind die Farben von *o* und *e* vertauscht und während der Drehung erblickt man intermediäre Farben, ebenso in Platten schief zur Achse. Die Farben *O* und *E* sind die *Achsenfarben* des einachsigen Krystalls. Sie entsprechen der Absorption der ordentlichen und außerordentlichen Lichtschwingungen in diesem, und sind genau dieselben für alle Platten, die der Achse des Krystalls parallel sind, sie mögen sonst in diesem gerichtet sein, wie sie wollen; die Absorptionsverhältnisse rings um die Achse herum sind also überall genau dieselben.

Bei den *Flächenfarben*, die man in den einachsigen Krystallen ohne Dichroskop sieht, ist die Basisfarbe von der Prismenfarbe zu unterscheiden. Auf der Basis, also in der Richtung der Achse gesehen, erblickt man eine Flächenfarbe (die Basisfarbe), die genau mit der Achsenfarbe *O* übereinstimmt. Die Prismenfarbe die man senkrecht zur Achse, also auf einer beliebigen Prismenfläche wahrnimmt, ist eine Mischung von *O* und *E*. Zur Beobachtung aller an einem einachsigen Krystall vorkommenden Farben genügt eine Platte || zur Hauptachse.

Häufig läßt sich angeben, ob die ordentlichen oder außerordentlichen Schwingungen in einem Krystall stärker absorbiert werden. Man schreibt in diesen beiden Fällen $O > E$ oder $E > O$; oder man gibt auch an, ob die Schwingungen parallel der Achse der größten oder kleinsten Elastizität $\mathfrak{a}$ oder $\mathfrak{c}$ stärker absorbiert werden: $\mathfrak{a} > \mathfrak{c}$ oder $\mathfrak{c} > \mathfrak{a}$, wo dann bei der Vergleichung beider Bezeichnungen der Charakter der Doppelbrechung berücksichtigt werden muß. Bei dem optisch negativen Turmalin z. B. werden die ordentlichen Schwingungen fast ganz absorbiert, die außerordentlichen sehr wenig. Hier ist das Schema der Absorption: $O > E$ oder $\mathfrak{c} > \mathfrak{a}$ oder auch $\omega > \varepsilon$ (215. 220).

3. *Zweiachsige Krystalle.* Bei *zweiachsigen* Krystallen verhält sich jede Platte ∥ mit einem Hauptschnitt mut. mut. wie eine Platte eines einachsigen Krystalls ∥ der Achse. Ist die Platte ∥ dem Hauptschnitt *XOZ*, so gibt das Dichroskop die den Schwingungen ∥ *OX* und *OZ* entsprechenden Farben 𝔞 und 𝔠; ebenso Platten ∥ den beiden anderen Hauptschnitten *ZOY* und *YOX* die den Schwingungen ∥ *OZ* und *OY*, resp. *OY* und *OX* entsprechenden Farben 𝔠 und 𝔟, resp. 𝔟 und 𝔞. Aus den drei Platten erhält man also die drei Achsenfarben doppelt; schon zwei Platten liefern alle drei Farben und auch sie noch eine zum zweiten Male. Blickt man ohne Dichrolupe durch die erste Platte, also in der Richtung der Elastizitätsachse *OY*, so sieht man eine Mischfarbe 𝔅 aus 𝔞 und 𝔠; die zweite Platte gibt eine Mischfarbe 𝔄 aus 𝔟 und 𝔠 und die dritte eine Mischfarbe ℭ aus 𝔞 und 𝔟; 𝔄, 𝔅 und ℭ sind die drei Flächenfarben des Krystalls. Das Schema in Fig. 359 gibt deren Anordnung und ihren Zusammenhang mit den drei Achsenfarben 𝔞, 𝔟, 𝔠. Die Verhältnisse des Pleochroismus zweiachsiger Krystalle werden meist durch die drei Achsenfarben 𝔞, 𝔟, 𝔠 angegeben. Für den Cordierit gilt z. B. das Schema: 𝔞 graulich gelb, 𝔟 hellblau, 𝔠 dunkelblau. Auch bei zweiachsigen Krystallen läßt sich zuweilen mit Bestimmtheit angeben, welche Achsenfarbe am stärksten und welche am schwächsten absorbiert wird. Man drückt dies ebenso aus, wie bei den einachsigen. Für den Cordierit besteht z. B. das Absorptionsschema: 𝔠 > 𝔟 > 𝔞, d. h. die Schwingungen ∥ *OZ* werden am stärksten und die ∥ *OX* werden am schwächsten absorbiert. In der Richtung der optischen Achsen erblickt man in der Dichrolupe eine stets gleiche Färbung der beiden Bilder *o* und *e*.

Fig. 359.

(Haidinger, Pogg. Ann. 65, 1845, 1; Sitzgsber. Wien. Akad. 13, 1854, 3 und 306; Sitzgsber. böhm. Ges. d. Wissensch. 1845; V. v. Lang, Sitzgsber. Wien. Akad. 82; Mallard, Bull. soc. min. France VI, 1883, 45; Sénarmont, Pogg. Ann. 91, 1854, 491. Laspeyres, Zeitschr. f. Kryst. IV, 1880, 444; Ramsay ibid. XIII. 1888, pag. 97.)

Eine andere, bes. für kleine Krystalle zweckmäßige Beobachtungsmethode des Pleochroismus ist die mittels eines Mikroskops mit drehbarem Tisch, an welchem unter dem Objekttisch, nicht aber darüber, ein Nicol eingeschaltet ist. Stellt man die eine Schwingungsebene des Krystalls parallel dem Hauptschnitt des Nicols, so kommt nur Licht ins Auge, welches sich durch Schwingungen parallel mit dieser Schwingungsrichtung im Krystall fortgepflanzt hat und welches daher im Auge den Farbeneindruck hervorbringt, welcher diesen Schwingungen entspricht. Den Farbeneindruck, welcher Schwingungen nach der anderen Schwingungsrichtung des Krystalls entspricht, erhält man, wenn man nun diese Schwingungsrichtung dem Hauptschnitt des Nicols parallel stellt. Dreht man von der einen Stellung den Krystall mit dem Objekttisch in die andere, so geht die eine Farbe ganz stetig durch allmähliche Übergänge in die andere über, welche nach einer Drehung von 90° erreicht wird. Man erhält so die beiden Achsenfarben der Platte nicht nebeneinander, wie im Dichroskop, sondern nacheinander. Diese Methode ist namentlich bei der Untersuchung von Ge-

steinsdünnschliffen von Bedeutung. (Tschermak, Sitzgsber. Wien. Akad. 59 1869, pag. 2.) Dies beruht darauf, daß nicht nur die Existenz von Dichroismus ein sicheres und scharfes Mittel zur Erkennung von Doppelbrechung, also bis zu einem gewissen Grad zur Beurteilung der Krystallisation ist, sondern daß der Pleochroismus auch in seiner speziellen Art, d. h. in den dabei auftretenden Farben ein charakteristisches Merkmal für viele Mineralien darstellt, die sich daran erkennen und von anderen ähnlichen unterscheiden lassen.

263. Phosphorescenz. Fluorescenz. Manche Mineralien zeigen die Eigenschaft, daß sie während der Bestrahlung mit Licht selbstleuchtend werden und eigenes Licht, aber von anderer Brechbarkeit aussenden. So sendet der grüne Flußspat von Cumberland, besser gesagt, das in ihm vorhandene Pigment, ein schön blaues Licht aus. Er ist im hindurchgehenden Licht lebhaft grün, im auffallenden und reflektierten Licht dagegen schön blau. Nach dem Flußspat (Fluorit) hat man diese Eigenschaft die *Fluorescenz* genannt. Sie ist an Mineralien selten zu beobachten; außer beim Flußspat z. B. noch bei dem Bernstein von Sizilien.

Verbreiteter ist die *Phosphorescenz*, d. h. das Ausstrahlen eines eigenen Lichts in der Dunkelheit bei gewöhnlicher oder doch bei einer wenig erhöhten, noch unter der Glühhitze gelegenen Temperatur, welches durch verschiedene Mittel hervorgebracht werden kann. Nach dem Bestrahlen mit Sonnenlicht phosphorescieren manche, aber durchaus nicht alle Diamanten und senden im Dunkeln ein ziemlich intensives Licht aus. Durch mechanische Kraftwirkungen wird diese Erscheinung vielfach hervorgerufen, so z. B. durch Zerreißen von Glimmerplatten nach den Blätterbrüchen, durch Kratzen mit einem harten Körper an Zinkblende, Dolomit, durch Reiben mit Tuch, Holz etc. am Diamant. Sehr schön zeigt sich das Selbstleuchten beim Schleifen und Schneiden harter Steinarten, z. B. von Achaten. Durch schwaches Erwärmen wird das Phosphorescieren z. B. bei gewissen Varietäten von Flußspat und Apatit hervorgerufen. Sie glühen bei einer gewissen Temperatur plötzlich auf und werden bald wieder dunkel. Ähnliches Aufglühen zeigt auch z. B. der Gadolinit. Bei allen diesen Mineralien läßt sich die Erscheinung des Aufglühens nur einmal hervorbringen, aber zum zweitenmal an demselben Stück nicht wieder.

264. Besondere Farbenerscheinungen. Manche Mineralien zeigen gewisse besondere Farben- und Lichterscheinungen, die oft sehr charakteristisch sind.

Das *Irisieren* wird hervorgebracht durch dünne Luftlamellen, welche auf Spalten und besonders in der Richtung von Blätterbrüchen sich innerhalb der Mineralien befinden, und welche die grellen Farben der dünnen Plättchen, die sog. newtonianischen Farben hervorbringen. An ihrem Vorhandensein in bestimmten Richtungen kann man ebenso wie am Perlmutterglanz Spaltungsflächen, auch wenn sie nicht tatsächlich ausgebildet sind, vielfach leicht erkennen (Glimmer, Adular, Kalkspat etc.). Am Quarz und anderen nicht spaltbaren Mineralien sieht man das Irisieren vielfach auf unregelmäßigen Rissen, die dann nicht wie bei Blätterbrüchen eben, sondern krumm sind. Auf ähnliche Weise zu erklären ist wohl auch der Farbenschiller des edlen Opals, auf welchem dessen Verwendung als Edelstein beruht. Auf dem milchweißen, seltener schwarzen Hintergrund, den die Farbe des Minerals liefert, sieht man die mehr oder weniger zahlreichen glänzenden Farbenflitter rot, grün, blau, gelb etc. scharf hervortreten, und bemerkt, daß sie mit unregelmäßigen Rissen im Opal im Zusammenhang stehen. (Behrens, Sitzgsber. Wien. Akad. Bd. 64, 1874.)

Das *Asterisieren*, das besonders manche Glimmer zeigen, besteht darin, daß man beim Durchsehen nach einer Lichtflamme einen regelmäßigen hellen meist sechsstrahligen Stern erblickt. Er wird hervorgebracht durch zahlreich eingelagerte, mikroskopisch kleine Stäbchen, welche alle in drei sich unter 60° schnei-

denden Richtungen orientiert sind, auf denen die Strahlen des Sterns senkrecht stehen. Es ist eine Beugungserscheinung. Auch manche Sapphirkrystalle zeigen beim Durchsehen senkrecht zur Basis (längs der Achse) einen solchen Stern, der auch bei der Reflexion von Licht auf der Basis erscheint (Sternsapphir). Manche fasrige Mineralien (Fasergips, Katzenauge etc.) zeigen besonders auf rund geschliffenen Flächen einen eigentümlichen *milchigen Lichtschein*, welcher beim Drehen des Minerals um die Faserrichtung über die krumme Fläche quer zur Faser hinwandert (wogendes Licht).

In manchen farblosen Feldspaten (Adularen) sieht man nach gewissen bestimmten Richtungen ein bläulich-weißes, mondartiges wogendes Licht, das von ausgedehnten dünnen Hohlräumen herrührt, auf welchen die eingedrungenen Strahlen wieder nach außen reflektiert werden. Die Erscheinung nennt man *Adularisieren;* die Adulare, die sie zeigen, Mondstein. Eine ähnliche Ursache hat wohl auch die prächtige Farbenerscheinung des auf gewissen (nicht auf allen) Krystallflächen, besonders auf der Längsfläche in den glänzendsten grünen, blauen, roten etc. Tinten spielenden Labradorfeldspats (*Labradorisieren* oder *Farbenwandlung*). (Reusch, Pogg. Ann. Bd. 116, 118, 120. Viola, Zeitschr. f. Kryst. 34, 1901, 171. Vogelsang, Arch. néerland. Bd. III. 1868). Für den Hypersthen charakteristisch ist ein auf den deutlichsten Spaltungsflächen hervortretender *metallischer Schiller*, besonders von kupferroter Farbe (Kosmann, N. Jahrb. Min. etc. 1869), der durch dünne metallisch glänzende, alle parallel mit sich in der betreffenden Richtung in den Krystallen eingelagerte Blättchen eines noch nicht zweifellos bestimmten Minerals hervorgebracht wird (wahrscheinlich Titaneisen); ähnlich beim Bronzit etc. Der rote Schiller des Avanturinquarzes, des sog. Sonnensteins (eines Feldspats) etc. beruht auf der Einlagerung von untereinander mehr oder weniger vollständig parallelen dünnen Schüppchen von Eisenglanz oder Goethit.

Thermische, elektrische und magnetische Eigenschaften.

265. Thermische Eigenschaften. Es handelt sich hier um die Wärmestrahlung, die Wärmeleitung und die Ausdehnung durch die Wärme, sowie um die durch Temperatursteigerung bewirkte Änderung des Aggregatzustands. Für die drei erstgenannten Äußerungen der Wärme herrscht vollkommene Übereinstimmung mit den optischen Eigenschaften, was die Beziehungen zu den Krystallformen anbelangt.

266. Wärmestrahlung. Die Mineralien verhalten sich in Bezug auf strahlende Wärme ganz analog, wie gegen das Licht. Es gibt diathermane Mineralien, wie das Steinsalz, welche wenig von den durchgehenden Wärmestrahlen absorbieren, und athermane, wie der Alaun, welche wenig Wärmestrahlen hindurchlassen. In einem Wärme durchlassenden, den durchsichtigen Körpern vergleichbaren Krystall verhalten sich gleiche Richtungen stets in Beziehung auf die Wärmestrahlung einander gleich.

267. Wärmeleitung. Die Mineralien sind teils gute, teils schlechte Leiter der Wärme. Zu den besten Wärmeleitern gehören die metallischen Mineralien, zu den schlechtesten gewisse organische Substanzen, wie Bernstein. Je leichter ein Mineral die Wärme leitet, desto kälter fühlt es sich in der Hand an, da es die Wärme derselben rasch in seiner ganzen Masse verteilt; schlechte Wärmeleiter fühlen sich warm an, da durch sie der Hand nur wenig Wärme entzogen wird. Es ist dies ein zuweilen ganz bequemes Mittel, um rasch Mineralsubstanzen im be-

arbeiteten, polierten Zustande von ähnlich aussehendem Holz etc. zu unterscheiden; das besser leitende Mineral fühlt sich kälter an, als das Holz. Auch verschiedene Mineralien können auf diese Weise unterschieden werden: Marmor fühlt sich kälter an als Gips, Diamant kälter als eine Glasimitation. In krystallographisch gleichen Richtungen ist auch die Wärmeleitung stets genau dieselbe.

Dies kann sehr leicht nach der Methode von Sénarmont gezeigt werden. Eine nicht zu dicke Krystallplatte ist mit einer dünnen Schicht Wachs bedeckt. Die Platte wird von einem centralen Punkt aus erwärmt mittels eines langen gebogenen Drahts, der an einem Ende durch ein in der Mitte der Krystallplatte befindliches Loch gesteckt und am anderen Ende erhitzt wird. Von jenem Punkt wird die Erwärmung in der Platte nach allen Richtungen fortgeleitet, und zwar gleich, wenn die Leitungsfähigkeit nach allen Seiten die gleiche, ungleich, wenn dies nicht der Fall ist. Wird die Erwärmung bis zum Schmelzen des Wachses fortgesetzt, so kann man an der Grenze zwischen der geschmolzenen und nicht geschmolzenen Partie, welche auch nach dem Erkalten an einem niederen Ringwall erkennbar bleibt, die Art der Wärmeleitung konstatieren. Diese Grenze, die isothermische Linie, ist entweder ein Kreis, dann wurde die Wärme offenbar nach allen Seiten gleich gut geleitet, oder sie ist eine Ellipse, dann wird die Leitungsfähigkeit durch die radii vectores derselben angegeben. (Sénarmont, Pogg. Ann. Bd. 73, 74, 75, 1847. Die Modifikation dieser Methode von Röntgen, Ztschr. f. Kryst. Bd. III. 1879 pag. 17. Pape, Wiedemanns Ann. Bd. 1, 1877; vergl. auch Bäckström (bei Elektrizität) 1888.)

Danach findet man, daß Platten amorpher und regulär krystallisierter Mineralien stets Kreise geben, sie leiten die Wärme nach allen Raumrichtungen gleich gut. Einachsige Krystalle geben auf Platten parallel der Basis ebenfalls stets Kreise; auf Platten parallel mit der Achse entstehen aber Ellipsen, deren eine Achse in dem Hauptschnitt des Krystalls liegt. Diese sind in der Richtung der Achse verlängert oder verkürzt, je nachdem die Leitungsfähigkeit in der Richtung der Achse größer oder kleiner ist, als senkrecht dazu. Beim Quarz findet man bei den Ellipsen auf den Prismenflächen die beiden Ellipsenachsen senkrecht und parallel der Hauptachse $= 10:13$, und in diesem Verhältnis steht die Leitungsfähigkeit nach diesen beiden Richtungen. In anders orientierten Platten und in Platten optisch zweiachsiger Krystalle erhält man Ellipsen, deren Achsen stets mit etwaigen Symmetrierichtungen in der Ebene der Platten zusammenfallen. Die isothermische Fläche, bis zu der von einem erwärmten Punkt im Innern eines Krystalls am Ende der Zeiteinheit dieselbe Temperatur vorgeschritten ist, ist somit bei isotropen Substanzen eine Kugel, bei einachsigen Krystallen ein Rotationsellipsoid, dessen Achse mit der Hauptachse zusammenfällt, und bei zweiachsigen Krystallen ein dreiachsiges Ellipsoid, überall ganz entsprechend den optischen Elastizitätsflächen.

268. Ausdehnung. Fast alle Mineralien dehnen sich in der Wärme aus, aber die Größe der Ausdehnung, der Ausdehnungs-

koeffizient, ist nicht bei allen gleich groß. Es gibt einige Mineralien, bei welchen in gewissen Richtungen sogar eine Kontraktion eintritt, wenn die Temperatur steigt, z. B. beim Kalkspat in der Richtung der Nebenachsen.

Krystalle dehnen sich im allgemeinen nach verschiedenen Richtungen verschieden, immer aber nach gleichen Richtungen gleich aus. Dabei *bleibt stets das Krystallsystem dasselbe, tautozonale Flächen bleiben tautozonal und alle Flächen behalten ihre rationalen Ausdrücke.*

Bei amorphen Mineralien und regulären Krystallen ist die Ausdehnung nach allen Richtungen dieselbe, daher bleiben die Flächenwinkel regulärer Krystalle bei allen Temperaturen dieselben, und eine Kugel aus einem solchen Mineral bleibt bei jeder Temperatur eine Kugel, nur ist der Durchmesser jedesmal ein anderer.

Einige reguläre Krystalle zeigen bei einer bestimmten Temperatur ein Maximum der Dichtigkeit, ähnlich wie das Wasser bei 4° C., und dehnen sich von da ab bei Temperatur-Erhöhung und -Erniedrigung aus, so z. B. Diamant bei — 42° C.

Bei einachsigen Krystallen ist die Ausdehnung in allen Richtungen senkrecht zur Achse dieselbe und von der Ausdehnung in der Richtung der letzteren verschieden, welche bald die größere, bald die kleinere ist. Eine Kugel aus einem solchen Krystall wird bei einer Temperaturveränderung ein Rotationsellipsoid, dessen Drehachse der Hauptachse des Krystalls parallel ist. An den Krystallen bleiben die mit der Symmetrie derselben zusammenhängenden Winkel (Prismenwinkel und Winkel der Basis gegen die Prismenflächen) für alle Temperaturen stets dieselben, während sich die anderen mit der Temperatur verändern, z. B. die Winkel der Quadratoktaeder etc. Damit ändert sich dann auch das Achsenverhältnis $a:c$.

Dies wurde besonders beim Kalkspat beobachtet. In der Richtung der Hauptachse ist der Ausdehnungskoeffizient für 100° C. = + 0,002626; in der Richtung der Nebenachsen = — 0,000310, d. h. senkrecht zur Achse zieht sich der Kalkspat zwischen 0° und 100° bei der Erwärmung zusammen. Dabei wird jedes Rhomboeder spitzer, und die Endkantenwinkel derselben müssen also beim Erwärmen kleiner werden. Für das Spaltungsrhomboeder ist dieser Winkel: = 105° 4' bei 10° C. und 104° 55½' bei 100° C., also um 8½' kleiner.

Bei zweiachsigen Krystallen beobachtet man drei aufeinander senkrechte Richtungen der größten, kleinsten und mittleren Ausdehnung (thermische Achsen). Bei rhombischen Krystallen fallen dieselben mit den drei Krystallachsen zusammen. Bei monoklinen Krystallen geht die eine derselben der Orthodiagonale parallel, und die zwei anderen liegen irgendwo in der Symmetrieebene. Endlich bei triklinen Krystallen findet eine Beziehung zwischen der Lage dieser Achsen und der krystallographischen Begrenzung nicht mehr statt. Die thermischen Achsen liegen also stets symmetrisch zu den Symmetrieebenen der Krystalle, ebenso wie die optischen Elastizitäts-

achsen, mit welchen sie aber im allgemeinen nicht zusammenfallen. Eine aus einem solchen Krystall geschliffene Kugel wird bei einer Temperaturänderung ein dreiachsiges Ellipsoid, und an einem Krystall ändern sich alle Winkel, welche nicht $= 90^0$ sind, weil nur diese letzteren mit der Symmetrie (dem Krystallsystem) notwendig zusammenhängen. Das Gesetz der Winkelkonstanz gilt somit hier wie bei den einachsigen Krystallen nur für eine bestimmte Temperatur. Mit den Winkeln ändert sich auch das Verhältnis ungleicher Achsen: $a:b:c$ oder $a:c$, während gleiche Achsen, wie die drei im regulären System und die Nebenachsen der hexagonalen und quadratischen Krystalle, entsprechend den allgemeinen Symmetrieverhältnissen bei allen Temperaturen einander gleich sein müssen.

Die Änderungen der Krystallwinkel und der Achsenverhältnisse $a:b:c$ finden bei stetigen Temperaturänderungen ebenfalls ganz stetig statt. Dies ist für die Krystallographie von großer Bedeutung, da es beweist, daß die Verhältnisse der Achsenlängen $a:b:c$ nicht rational sein können (sofern sie nicht einander gleich sind: z. B. $a:a:a$). Würden z. B. die drei Achsen a, b, c eines rhombischen Krystalls sich wie rationale Zahlen verhalten, so könnte dies nur für eine ganz bestimmte Temperatur richtig sein. Bei einer geringen Änderung derselben würde sich das Achsenverhältnis ändern und müßte dann irrational werden, da die Änderung ganz stetig und nicht sprungweise von einem rationalen Verhältnis zum anderen stattfindet. Ebenso ist es in allen anderen Fällen. Die *Verhältnisse der Achsen der Krystalle sind somit im allgemeinen irrational.* Ebensowenig können die Achsenlängen Wurzeln aus ganzen Zahlen sein, wie es früher Chr. S. Weiß angenommen hat.

(Mitscherlich, Pogg. Ann. Bd. 1 1824, pag. 125 und 10, 1827, pag. 137; F. E. Neumann, ibid. Bd. 27, 1833 pag. 240; Fletcher, Ztschr. f. Kryst. Bd. IV. 1880 und VIII. 1884; Fizeau, Versch. Stellen der Comptes rendus, 1866, 1868 etc.; ferner Pogg. Ann. Bd. 128, 137 etc.; Bäckström (bei Elektrizität) 1894.)

269. Änderung des Aggregatzustandes. Die meisten Mineralien ändern in höherer Temperatur ihren Aggregatzustand, indem sie schmelzen oder sich verflüchtigen. Ihr Verhalten in dieser Beziehung wird geprüft mittels einer gewöhnlichen Lötrohrflamme, und alle Angaben hierüber beziehen sich auf die dadurch hervorgebrachte Temperatur. So gilt z. B. der Quarz in der Mineralogie für unschmelzbar, weil er vor dem Lötrohr (v. d. L.) nicht schmilzt, während er in dem Knallgasgebläse dies mit großer Leichtigkeit tut.

Die *Schmelzbarkeit* schwankt bei den verschiedenen Substanzen in weiten Grenzen. Sie ist ein charakteristisches Kennzeichen und wichtig zur Unterscheidung und Erkennung der Mineralien. Es ist daher, um dieselben in Bezug auf diese Eigenschaft miteinander ver-

gleichen zu können, von *v. Kobell* eine Schmelzbarkeitsskala aufgestellt worden, analog der Mohsschen Härteskala, welche sechs je durch ein typisches Mineral charakterisierte Grade mit von 1 bis 6 immer schwieriger werdender Schmelzbarkeit enthält:

1. *Antimonglanz.* }
2. *Natrolith.* } In gröberen resp. feineren Splittern schon am Saume eines Kerzenlichts (ohne Lötrohrblasen) schmelzend.

3. *Almandin.* Nicht mehr am Kerzenlicht, wie die vorigen, aber leicht und auch in groben Splittern vor dem Lötrohr schmelzend.

4. *Strahlstein* (vom Zillertal). }
5. *Adular* (vom St. Gotthard). } Vor dem Lötrohr in weniger feinen resp. feineren Splittern schmelzbar.

6. *Bronzit* (vor Kupferberg im Bayreuthschen etc.). Vor dem Lötrohr nur in den feinsten Spitzen etwas abrundbar. Hier schließen sich dann die (von dem Lötrohr) unschmelzbaren (Quarz etc.) an.

Man hat Splitter dieser Mineralien vorrätig und vergleicht sie bei der Bestimmung mit ähnlichen der zu untersuchenden Probe, da Form und Größe der Stücke die Schmelzbarkeit nicht unwesentlich beeinflussen.

Auch die Temperatur, bei welcher die Mineralien schmelzen, hat man genauer zu bestimmen gesucht. Die höchsten Schmelzpunkte, die dabei ermittelt worden sind, zeigen einige Silikate: Leucit 1310°; Meionit 1115°; Orthoklas 1175°; Albit 1110°; Strahlstein 1240°; Muscovit 1230° etc. Die mit verschiedenen Methoden erhaltenen Zahlen weichen etwas voneinander ab. (Dölter, min. u. petr. Mittlgn. Bd. 20, 1901, pag. 210 und Bd. 21, 1902, pag. 23.)

Schmelzbarkeit in der Knallgasflamme: Spezia, Atti R. Accad. Torino Bd. 22, Febr. 1887.

Die Mineralien verhalten sich beim Erhitzen und Schmelzen oft eigentümlich. Manche zerspringen oder zerknistern (dekrepitieren) in kleine Stückchen oder in ein feines Pulver; manche schmelzen unter Aufkochen (Zeolithe); manche blähen sich auf und bilden blumenkohlähnliche Massen, welche dann zuweilen nicht weiter schmelzbar sind (Epidot); manche zeigen nach dem Erkalten ebene Begrenzungsflächen der Schmelzprobe (Pyromorphit) etc. Dies hängt z. T. mit einem beim Erhitzen vor sich gehenden Substanzverlust zusammen (siehe unten).

Bei diesen Versuchen werden die Stücke entweder in der Platinpincette oder im Platindraht oder auf Kohle erhitzt.

Viele Mineralien lassen sich *verdampfen* (sublimieren), sind flüchtig, z. B. Steinsalz, und lassen auf der Kohle oder dem Platinblech keinen Rückstand.

Manche Mineralien werden beim Schmelzen und Sublimieren nicht wesentlich verändert und erstarren in der Kälte zu Massen, welche den ursprünglichen durchaus gleich sind. Geschmolzener Augit erstarrt wieder zu Augit, sublimiertes Steinsalz gibt wieder Steinsalz.

Andere werden wesentlich verändert. In chemischer Beziehung besteht diese Änderung vielfach darin, daß in der Hitze einzelne Bestandteile weggehen, z. B. das Wasser der Zeolithe, der Schwefel mancher Schwefelmetalle etc. Mineralien, welche sich in dieser Weise verhalten werden, *teilweise flüchtig* genannt. Oder es treten Oxydationsprozesse ein, wie z. B. beim Spateisenstein, $FeCO_3$, welcher CO_2 verliert und dessen FeO sich zu Fe_3O_4 oxydiert und dadurch magnetisch wird, u. a. mehr. Bei anderen Mineralien gehen Umwandlungen in physikalischer Hinsicht vor sich. Manche Krystalle erstarren nach dem Schmelzen ohne Substanzverlust zu amorphen Massen, wie z. B. Realgar, Granat, Vesuvian. Letztere beide verlieren dabei bedeutend an spezifischem Gewicht, z. B. sinkt das des Vesuvians von 3,4 vor, auf 2,9 nach dem Erstarren, und außerdem wird die vorher von Säuren nicht angreifbare Substanz nachher von solchen leicht zersetzt. Manche Mineralien erscheinen in anderer Krystallform; so erstarrt geschmolzene Hornblende ohne Änderung der chemischen Zusammensetzung in der Krystallform des Augits etc.

270. Elektrizität. Pyroelektrizität. Die Mineralien sind teils gute, teils schlechte Leiter der Elektrizität. Bei Krystallen sind stets gleiche Richtungen in Bezug auf die *Leitungsfähigkeit* für die Elektrizität einander gleich.

(Beijerinck, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. XI 1898, pag. 403; Bäckström, Öefvers. kongl. Vetensk. Akad. Stockholm Förh. 1888. pag. 533 und 1894, pag. 545.)

Man kann in den Mineralien durch verschiedene Einwirkungen *Elektrizität erregen*, so durch Reibung, wobei z. B. der Quarz +, der Bernstein — wird; durch Druck, z. B. im Kalkspat, der schon bei einer gelinden Pressung zwischen den Fingern stark + wird (Piezoelektrizität); durch Lichtbestrahlung, z. B. im Flußspat (Photoelektrizität); durch Wärmebestrahlung, z. B. in Quarz (Aktinoelektrizität). Am wichtigsten ist aber die Erregung von Elektrizität in Krystallen durch Temperaturänderung, die *Pyroelektrizität* (Thermoelektrizität Hankel). Bei konstanter, hoher oder niederer Temperatur sind die hierher gehörigen Krystalle nicht elektrisch, werden es aber bei jeder Erhöhung oder Erniedrigung derselben. Die Erregung ist derart, daß einzelne Stellen der Oberfläche, und zwar oft auf derselben Krystallfläche in vielfachem Wechsel +, andere — werden. Diejenigen Stellen, welche bei der Temperaturerhöhung + sind, werden bei Erniedrigung — und umgekehrt. Man nennt solche Stellen *analog*, weil die Vorzeichen der Temperaturänderung und der dadurch erregten Elektrizität dieselben sind. Die *antilogen* Stellen werden beim Erwärmen —, beim Erkalten + elektrisch oder umgekehrt. Die Beobachtungen werden meist mit erkaltenden Krystallen angestellt.

Manche Mineralien verlieren beim Erwärmen über eine gewisse Temperatur hinaus die elektrische Erregbarkeit, z. B. Boracit über 265°, d. h. also genau von derselben Temperatur ab, bei welcher er isotrop wird (257). Sehr merkwürdig ist auch die Erscheinung, daß sich beim Abkühlen von 105°—110° ab die Pole des Boracits umkehren, d. h. daß die Pole, welche beim Abkühlen über dieser Temperatur + sind, unter derselben — werden und umgekehrt.

Krystallographisch gleiche Richtungen und gleiche Stellen eines Krystalls verhalten sich pyroelektrisch gleich in Bezug auf Vorzeichen und Intensität der Erregung, und es scheint auch, als ob ungleiche Stellen sich stets verschieden verhielten, so daß die Verteilung der pyroelektrischen Erregung genau nach der Symmetrie des betreffenden Krystalls stattfände. Allerdings treten dabei vielfach Störungen auf, welche mit der Oberflächenbeschaffenheit, mit Bruchstellen etc. zusammenhängen. Wegen dieser genauen Übereinstimmung der Krystallform und der Pyroelektrizität in Beziehung auf die Symmetrie kann die letztere vielfach mit Nutzen zur näheren Bestimmung der Krystallisation gebraucht werden, wenn aus irgend einem Grund die erstere dazu nicht völlig hinreicht, besonders zur Erkennung von Hemiedrien.

Sind beide Enden einer Richtung in einem Krystall krystallographisch ungleich und infolgedessen am einen Ende andere Krystallflächen ausgebildet als am anderen, so beobachtet man häufig, daß auch die Pyroelektrizität an beiden Enden einer solchen Richtung verschieden ist, die Krystalle sind dann polar elektrisch. Dies ist z. B. bei hemimorphen Krystallen längs der Achse des Hemimorphismus der Fall, so bes. beim Turmalin und Kieselzinkerz; oder bei hemiedrisch-geneigtflächigen Krystallen, z. B. bei dem tetraedrischen Boracit, an dem jede zwei gegenüberliegende Würfelecken verbindende Gerade an beiden Enden verschieden erregt wird, so daß die vier Flächen des einen Tetraeders analog, die des anderen antilog sind. Auch an Zwillingen, z. B. des Skolecits, beobachtet man eine ähnliche Erscheinung.

(Riess und G. Rose, Abhndlg. Berlin. Akad. phys.-math. Cl. 1843, pag. 59. Hankel an vielen Stellen der Berichte der sächs. Akad. in Leipzig seit 1857, u. Pogg. Ann.)

Eine sehr bequeme Methode, die Verteilung der Elektrizität auf der Oberfläche eines durch Temperaturänderung oder sonstwie elektrisch erregten Krystalls sichtbar zu machen, besteht darin, daß man diesen mit einem sehr feinen Pulver bestäubt, das aus Schwefel und Mennige gemischt ist. Auf den + erregten Stellen der Oberfläche werden dann die — erregten gelben Schwefelstäubchen, auf den — erregten Stellen die dabei ihrerseits + gewordenen roten Mennigestäubchen angesammelt. (Kundt, Ztschr. f. Kryst. Bd. VIII. 1884, pag. 530.) Turmalin zieht sogar kleine Papierstückchen an.

271. Thermoelektrizität. Auch die *Thermoelektrizität*, die Erregung eines galvanischen Stroms durch Erwärmen der Berührungsstelle zweier leitender Minera-

lien, deren andere Enden durch eine metallische Leitung verbunden sind, ist von einiger Bedeutung. So gibt es Schwefelkies- (auch Kobaltglanz-) Krystalle, welche in der thermoelektrischen Spannungsreihe noch jenseits des Antimons, und andere, welche noch jenseits des Wismuts stehen. G. Rose hat dieses Verhalten mit der pyritoedrischen Hemiedrie dieser Mineralien in Zusammenhang zu bringen gesucht, indem er die hemiedrischen Formen der auf der Seite des *Sb* stehenden positiven Krystalle als die Formen der einen Stellung, die der anderen Krystalle als die der anderen Stellung, und solche Krystalle, welche an verschiedenen Stellen + und — sind, als Ergänzungszwillinge mit parallelen Hauptachsen auffaßte. Es gibt aber auch holoedrische Körper von ähnlichem Verhalten, von denen verschiedene Stücke im Kontakt miteinander einen thermoelektrischen Strom liefern können, z. B. metallisches Kupfer, Bleiglanz etc., was mit der Beimischung geringer Mengen von Verunreinigungen zusammen zu hängen scheint. (G. Rose, Pogg. Ann. 142, 13. 1871; Schrauf und Dana, Sitzgsber. Wiener Akad. 69. 1874; Liebisch, Ann. d. Physik. 39. Bd. 1890, pag. 390.)

272. Magnetismus. Manche Mineralien sind magnetisch, indem sie vom Magnet gezogen werden *(retraktorisch)*, wie Magneteisen, Magnetkies, ein Teil des gediegenen Platins. Diese sind zuweilen polar, an einem Ende —, am anderen +, meist aber wirken alle Stellen ihrer Oberfläche in gleicher Weise auf beide Pole einer Magnetnadel. Gewisse Varietäten, bes. angewitterte Stücke des Magneteisens, sind sogar *attraktorisch* magnetisch und ziehen Eisenfeile an sich (natürliche Magnete). Auch sie sind zuweilen polar. Die genannten Mineralien zeigen starken Magnetismus, schwächere Grade, durch feinere Hilfsmittel nachweisbar, lassen noch viele andere Mineralien, bes. *Fe*- und *Ni*- haltige, erkennen. Manche an sich nicht magnetische Mineralien und Gesteine sind durch Einmengung von Magneteisen magnetisch. Im natürlichen Zustand unmagnetische eisenhaltige Mineralien werden durch Glühen vielfach magnetisch, so z. B. der Eisenspat $Fe\,CO_3$, indem das Eisenkarbonat in Magneteisen übergeht. Dies ist manchmal zur Erkennung und Unterscheidung von anderen ähnlich aussehenden wichtig. Eisenhaltige Mineralien werden von starken Elektromagneten angezogen, was zuweilen zur Trennung in Mineralgemengen z. B. in Gesteinspulvern mit Vorteil benutzt wird (vergl. Rosenbusch, Mikrosk. Physiographie, 3. Aufl. I, pag. 250, 1892).

(Greiss, Pogg. Ann. 98, 1856, pag. 478; Grailich und v. Lang, Sitzgsber. Wien. Akad. Bd. 32, 1858, pag. 43; Plücker, Pogg. Ann. Bd. 72, 74, 1847).

III. Abschnitt.

Mineralchemie.

Dieser Abschnitt umfaßt mit dem folgenden die Darstellung der chemischen Zusammensetzung der Mineralien und der chemischen Charakteristik derselben, der Beziehungen zwischen chemischer Zusammensetzung und Krystallform, sowie der Art und Weise, wie sie sich bilden und wie sie umgewandelt und zerstört werden, endlich der sowohl an sich, als auch namentlich für die Beurteilung der Entstehung besonders wichtigen Art und Weise des Vorkommens derselben in der Natur. Literatur siehe (3) D—G, besonders Brauns, Dölter, Rammelsberg, auch Groth, Tabellen.

273. Zusammensetzung. Die Mineralien sind aus den chemischen Elementen nach den Gesetzen aufgebaut, welche die Chemie ermittelt hat. Diese Gesetze werden hier als bekannt vorausgesetzt. Alle bisher aufgefundenen Elemente sind in Mineralien vertreten, es kommen aber nicht alle Elemente isoliert (gediegen) und auch nicht alle möglichen Verbindungen der Elemente als Mineralien in der Natur vor, sondern nur solche, welche unter der Einwirkung der in der Erdkruste stets vor sich gehenden chemischen Prozesse nicht leicht Verbindungen eingehen resp. zerstört werden.

Die Zusammensetzung der Mineralien wird durch eine Formel ausgedrückt, welche zeigt, welche Elemente und wie viel Atome von jedem in denselben vorhanden sind. Solche Formeln heißen empirische. Konstitutionsformeln, welche angeben sollen, wie die Atome im Molekül gelagert sind, beruhen bei vielen und namentlich bei den kompliziert zusammengesetzten Mineralien auf willkürlichen und unsicheren Annahmen; von ihnen wird daher hier abgesehen. Dagegen werden zuweilen, wenn es zur Erreichung einer leichteren Übersicht und für das Gedächtnis bequem erscheint, die sog. gruppierenden (dualistischen) Formeln der älteren Chemie angewendet. So wird also z. B. ein Mineral von der Zusammensetzung des Orthoklases geschrieben: $K_2Al_2Si_6O_{16}$ oder auch nach Bedürfnis: $K_2O \,.\, Al_2O_3 \,.\, 6SiO_2$.

274. Analyse. Die chemische Zusammensetzung eines Minerals wird durch eine genaue quantitative Analyse ermittelt, deren Aus-

führung die Aufgabe der Mineralchemie ist. Aus der Analyse wird dann, unter Berücksichtigung der Verhältnisse des Isomorphismus (283 ff.) etc., nach den Gesetzen der Stöchiometrie die Formel berechnet. So ist die Formel für sehr viele Mineralien unzweifelhaft festgestellt, bei anderen ist dies noch nicht gelungen. Das sind meist solche Mineralien, welche entweder sehr kompliziert und aus vielen schwierig trennbaren Elementen, von z. T. wenig bekannten Eigenschaften zusammengesetzt sind, oder welche sehr komplizierte isomorphe Mischungen darstellen, oder welche nur in geringen Mengen zur Verfügung stehen etc. Bei manchen Mineralien sind sogar alle diese Schwierigkeiten gleichzeitig vorhanden.

Dabei ist immer vorausgesetzt, daß die Analyse mit vollkommen reinem und homogenem Material angestellt ist. Die Mineralien enthalten (180) vielfach fremde Beimengungen (Unreinigkeiten) mechanisch eingeschlossen. Die Betrachtung unter dem Mikroskop, wenn nötig im polarisirten Licht, eventuell im Dünnschliff lehrt, ob solche vorhanden sind oder nicht. Ist die Masse frei davon, so ist sie ohne weiteres zur Analyse geeignet; wenn nicht, so muß man die Unreinigkeiten zu entfernen suchen. Sind diese größere Körnchen, oder sind sie nur an einzelnen Stellen in dem zu untersuchenden Mineral angehäuft, so kann man sie zuweilen unter der Lupe oder dem Mikroskop durch Auslesen des Unreinen mechanisch entfernen. Auch durch Schlemmen des feinen Pulvers kann zuweilen eine mechanische Trennung bewirkt werden, wenn die zu trennenden Teilchen ein erheblich verschiedenes spezifisches Gewicht haben, oder besser durch Behandeln des Pulvers mit Flüssigkeiten von verschiedenem spezifischen Gewicht (190) oder durch den Magnet (272). Leichter und vollständiger geht diese Trennung zuweilen auf chemischem Wege vor sich, wenn das zu untersuchende Mineral in Wasser oder Säuren löslich ist, die Unreinigkeiten nicht, oder wenn das Umgekehrte der Fall ist. Ist kein Mittel zur Trennung ausreichend, so ist die vorliegende Substanz zur Ermittelung der chemischen Zusammensetzung des in Frage stehenden Minerals ungeeignet. Geringe Mengen von fremden Beimengungen sind übrigens meist von keinem erheblichen Belang und können oft vernachlässigt, eventuell auch bei der Ermittelung der Formel in Rechnung gestellt werden (vergl. Sonnenstein von Tvedestrand (264)).

Die zur Berechnung von Analysen nötigen Atomgewichte sind am Schlusse des allgemeinen Teiles nach den neuesten Bestimmungen in einer Tabelle zusammengestellt.

Über den Wert und die Bedeutung der Mineralanalysen siehe u. A.: Dölter, Mitthlgn. d. naturwissensch. Vereins f. Steiermark, Jahrg. 1877, pag. 1; Tschermak, Min. Mitthlgn. I, 1872, pag. 93.

275. Wassergehalt. Aus vielen Mineralien entweicht unter geeigneten Umständen Wasser. Dies geschieht bei manchen schon bei gewöhnlicher Temperatur (Laumontit) oder bei einer geringen Steigerung derselben (Vitriol, Gips) oder doch unter 300° (Natrolith). Solches Wasser wird in feuchter Luft oder beim Befeuchten der Substanz häufig unter Herstellung des früheren Zustandes von dem entwässerten Mineral wieder aufgenommen, das auch im entwässerten Zustand seine ursprünglichen physikalischen Eigenschaften zum Teil beibehalten

hatte. Es hat also keine völlige Zerstörung der ursprünglichen Substanz dadurch stattgefunden, daß das Wasser zeitweilig aus der Verbindung austrat. Aus manchen Mineralien entweicht das Wasser aber auch erst bei sehr hoher Temperatur, welche jenseits der Glühhitze liegt, und das so ausgegebene Wasser wird in feuchter Luft nicht wieder aufgenommen. Die ursprüngliche Substanz ist gänzlich zerstört und unfähig, durch Wasseraufnahme wieder in den früheren Zustand überzugehen (z. B. Dioptas). Endlich gibt es solche Mineralien, aus welchen ein Teil des Wassers unter 300° C., ein anderer Teil erst bei Glühhitze entweicht, wie z. B. beim Desmin.

Man stellt sich vor, daß alles bei nicht zu hoher Temperatur entweichende Wasser, namentlich wenn es nachher von dem entwässerten Mineral wieder aufgenommen wird, als sog. *Krystallwasser* fertig gebildet in dem Mineral enthalten, dem Molekül desselben angelagert und nur lose mit diesem verbunden ist. Als Krystallwasser wird das Wasser namentlich auch dann angesprochen, wenn es nach der herrschenden Valenzlehre nicht gut in der Atomverbindung untergebracht werden kann. Demzufolge schreibt man z. B. die Formel des Natrolith: $Na_2Al_2Si_3O_{10} \,.\, 2H_2O$ oder . $2aq$. Dagegen wäre das erst in der Glühhitze entweichende Wasser, das man *basisches Wasser*, auch *Hydratwasser* oder *Konstitutionswasser* nennt und das nicht wieder aufgenommen wird, nicht als H_2O im Mineral fertig gebildet, sondern letzteres enthielte H, der eventuell durch Metalle ersetzt werden könnte, oder auch (HO); aus ihnen entstünde das Wasser erst beim Glühen durch Zersetzung der Substanz und Aufnahme von O aus derselben. Danach wäre Dioptas: H_2CuSiO_4 (nicht: $CuSiO_3 \,.\, H_2O$) und Desmin: $H_4CaAl_2Si_6O_{18} \,.\, 4H_2O$, hier also H neben H_2O. In einzelnen Mineralien ist auch eine kleine Menge Chlor oder Fluor durch Hydroxyl ersetzt, das beim Glühen ebenfalls Konstitutionswasser liefert. Indessen ist es keineswegs immer sicher festzustellen, ob man es mit Krystallwasser oder mit Konstitutionswasser zu tun hat. Besonders bleibt es oft unentschieden, ob das eine oder das andere vorliegt, wenn ein Wasser abgebendes Mineral nach der Wertigkeit der in ihm enthaltenen Elemente unter beiden Umständen eine Atomverbindung sein kann.

Durch diese Auffassung des beim Glühen entweichenden Wassers ist die Formel mancher Mineralien klargelegt worden, welche, wie Glimmer, Epidot, Turmalin etc., eine kleine Menge H_2O beim Glühen abgeben. Dieses war lange für spätere, infolge von beginnender Verwitterung hinzugetretene Beimengung gehalten worden (310), man muß jetzt aber annehmen, daß oft die frischen Mineralien neben den Metallen eine kleine Menge H enthalten, welche, zu den Metallen hinzugenommen, die Aufstellung einfacher und befriedigender Formeln er-

möglicht wie sie ohne diese Annahme nicht aufgestellt werden können (vergl. übrigens (311)).

Das Entweichen des Wassers aus den Mineralien hat häufig die Folge, daß die ursprünglich frische, glänzende, durchsichtige und kompakte Masse matt, undurchsichtig, trübe, vielfach auch locker und erdig wird. Wenn nur Krystallwasser entweicht, bleibt vielfach die Krystallstruktur und auch mehr oder weniger die Durchsichtigkeit erhalten. Die neu entstandene wasserfreie oder wasserärmere Substanz hat aber natürlich andere Eigenschaften, namentlich optische, als die ursprüngliche und gehört nicht selten einem anderen Krystallsystem an, wie man dies namentlich bei der Untersuchung der unter dem Namen der Zeolithe bekannten wasserhaltigen Silikate beobachtet hat. Bei diesen kann das entwichene Krystallwasser auch u. U. durch Alkohol, Schwefelkohlenstoff, Kohlensäure etc. ersetzt werden.

(Laspeyres, Journ. für prakt. Chemie. 1875; Mallard, Bull. soc. min. France Bd. V, 1882, pag. 225; C. Klein, N. Jahrb. f. Min. etc. 1891, I, pag. 104; *Rinne* Sitzgsber. Berlin. Akad. 1890, pag. 1163; N. Jahrb. f. Min. etc. 1897, II, pag. 28; 1899, I, pag. 1; G. Friedel, Bull. soc. franç. de min. Bd. 19, 1896, pag. 363; Bd. 21, 1898, pag. 5 und 86; Bd. 22, 1899. pag. 5; Penfield, American Journ. 3. ser. Bd. 18, 1879; pag. 295 (Vertretung von (*HO*) u. *F*); Damour, Ann. de chimie et de physique, 3. ser. Bd. 53.)

276. Chemische Charakteristik. Handelt es sich darum, die chemische Zusammensetzung der Mineralien zu erforschen, so ist eine mit den besten Hilfsmitteln der Chemie ausgeführte vollständige quantitative Analyse unbedingt erforderlich. Chemische Versuche sind aber auch von besonderem Wert und Vorteil, ja sie allein führen manchmal zum Ziel, wenn die Aufgabe gestellt ist, ein Mineral zu bestimmen, d. h. nachzuweisen, zu welcher der bekannten Spezies es gehört. Unter diesen Umständen genügt in den weitaus meisten Fällen (nicht in allen) eine qualitative Untersuchung. Ja gewöhnlich ist es gar nicht nötig, diese vollständig durchzuführen; es ist vielfach schon ausreichend, einen oder den anderen besonders leicht bestimmbaren oder vorzugsweise charakteristischen Bestandtheil des zu untersuchenden Minerals zu ermitteln oder eventuell auch die Abwesenheit eines solchen zu konstatieren und diese Befunde unter Berücksichtigung der äußeren Eigenschaften, der Krystallform, der physikalischen Beschaffenheit etc. mit der bekannten Zusammensetzung der in Betracht kommenden Mineralien zu vergleichen.

Solche mehr oder weniger unvollständigen chemischen Versuche zur Bestimmung der Mineralien unter Zuhilfenahme der krystallographischen und physikalischen Eigenschaften derselben werden die *chemische Charakteristik* der Mineralien genannt. Vielfach wird hierbei

der gewöhnliche nasse Weg eingeschlagen, noch häufiger ist aber die Benutzung der trockenen Methoden, wobei es sich vor allem um das Verhalten der Mineralien vor dem Lötrohr handelt. In neuerer Zeit hat sich auch die unter manchen Umständen besonders vorteilhafte mikrochemische Analyse Geltung verschafft. Selbstverständlich wird man sich bei Erledigung einer vorliegenden Aufgabe dieser Art nicht auf die eine oder andere dieser Methoden ausschließlich beschränken, sondern man wird sie nebeneinander benützen, wenn es die Verhältnisse zweckmäßig erscheinen lassen. In sehr vielen Fällen kann man sogar ohne chemische Proben mit den physikalischen Eigenschaften und der Krystallform allein zum Ziele kommen.

Vergl. die Tabellen von Fuchs-Brauns, v. Kobell u. Weisbach, (3) F.

277. Verhalten vor dem Lötrohr. Bei der chemischen Charakteristik der Mineralien und bei deren Bestimmung überhaupt ist die Verwendung des Lötrohrs besonders beliebt, denn die Prüfung der Mineralien vor dem Lötrohr (v. d. L.) ist leicht auszuführen und bringt rasch zum Ziele, auch genügen ganz geringe Mengen der Substanz zur Untersuchung. Statt der Lötrohrflamme bedient man sich in manchen Fällen bequemer der heißen und farblosen Flamme des Bunsenbrenners, besonders wenn die Färbung der Flamme beobachtet werden soll. Die hauptsächlichsten Operationen, die man mit dem Lötrohr ausführt, sind die folgenden: Erhitzen der Substanz im unten geschlossenen Glasröhrchen (im Kolben) zur Ermittlung, ob etwas Flüchtiges fortgeht, z. B. H_2O aus Hydraten, oder ob die ganze Probe verschwindet, z. B. gediegen Arsen (teilweise oder ganz flüchtig und zwar bei Luftabschluß). Erhitzen in der beiderseits offenen Röhre, welche Luft zutreten läßt, oder auf Platinblech, zur Prüfung des Verhaltens der Probe bei Einwirkung des Sauerstoffs; auch hier ist manches Mineral ganz oder teilweise flüchtig. Hier wie im vorigen Fall hat man den Geruch der fortgehenden Gase zu prüfen, welcher zuweilen, z. B. für S der Geruch der SO_2, sehr charakteristisch ist, und zu beobachten, ob sich im Röhrchen auf der Wand desselben ein Beschlag absetzt (z. B. bei Arsenkies). In manchen Fällen ist es zweckmäßig, hierbei das feine Pulver des Minerals mit Soda zu mischen, z. B. bei Nachweis von Hg. Auch die Erscheinung des Aufblähens, Dekrepitierens (Zerknisterns), des Farbenwechsels beim Erhitzen, des Phosphoreszierens etc. muß hierbei beachtet werden. Ferner wird der Körper auf Kohle besonders in der Reduktionsflamme erhitzt, entweder für sich, oder in feinem Pulver mit Soda zusammen. Auch hier wird die vollkommene oder teilweise Flüchtigkeit der Substanz ermittelt, die sich manchmal an einem mehr oder weniger dicken Rauch zu erkennen gibt, zuweilen tritt auch hier ein charakteristischer Geruch auf, z. B.

der Knoblauchgeruch des Arsens. Wenn nötig, werden auf diese Weise für gewisse anderweitige Versuche schädliche flüchtige Bestandteile wie *S*, *As* etc. entfernt (Rösten, wenn die Erhitzung im Oxydationsfeuer geschieht); sodann wird oft nach dem Erhitzen im Reduktionsfeuer ev. mit Soda die Entstehung von metallischen Körnchen, z. B. von *Pb*, *Cu* etc. beobachtet, welche dann spezieller auf ihre Natur geprüft werden müssen. Körner von *Pb*, *Cu*, *Ag* etc., überhaupt von regulären Metallen müssen sich auf dem Amboß in dünne Plättchen aushämmern lassen, da sie dehnbar sind. Gewisse Mineralien (*Fe*-haltige) werden beim Erhitzen auf der Kohle magnetisch. Andere nehmen beim Glühen mit Kobaltsolution eine charakteristische Färbung an. Endlich wird oft die Bildung von für einzelne Elemente charakteristischen Beschlägen auf der Kohle beobachtet, welche sich aus dem oben erwähnten Rauche absetzen und welche sich durch die in der Hitze und nach dem Erkalten hervortretende Farbe und durch andere Eigenschaften voneinander unterscheiden. Zuweilen werden diese Beschläge auf Glasplatten aufgefangen, um sie mikroskopisch untersuchen zu können. Auch diese Beschläge werden zum Teil durch Glühen mit Kobaltsolution charakteristisch gefärbt. Die oxydierende Wirkung der Flamme wird bei diesen Prozessen oft durch Zusatz von etwas KNO_3, die reduzierende durch Zusatz von etwas *Sn* zur Probe verstärkt. Manche Mineralien oxydieren sich, in Pulverform mit Salpeter gemischt, beim Erhitzen plötzlich unter Explosionserscheinungen (verpuffen), z. B. Molybdänglanz.

Das Erhitzen in der Platinzange geschieht hauptsächlich zur Ermittlung der Schmelzbarkeit des Minerals (269). Man verwendet dazu kleine dünne und spitzige Splitter. Es ist hierbei zu beobachten, ob die Probe unverändert schmilzt, ob sie trübe wird, die Farbe ändert, sich aufbläht oder Blasen wirft, ob sie nach einiger Zeit des Schmelzens unschmelzbar wird, ob sie nach dem Erkalten klar bleibt und wieder in den früheren Zustand übergeht, oder ob und wie sie sich ändert etc. Daneben erhält man zuweilen eine für gewisse Elemente, bes. *B*, *P*, *Cu*, Alkalien, Erdalkalien etc., charakteristische Färbung der blauen Lötrohrflamme (bequemer in der Flamme des Bunsenbrenners) ev. nach dem Eintauchen der Probe in HCl oder H_2SO_4. Die Erhitzung *As*-, *Sb*-, *Pb*- etc. haltiger Mineralien darf nicht in der Platinzange vorgenommen werden, da diese Elemente mit dem *Pt* sehr leicht zusammenschmelzen; bei solchen erhitzt man auf Kohle.

Zur Prüfung auf Metalloxyde dient besonders das Schmelzen von feinem Pulver der Substanz (bei den Schwefelmetallen nach dem Rösten) mit Borax, wobei häufig die Perle eine charakteristische Färbung annimmt. In der Öse eines Platindrahts wird eine Boraxperle geschmolzen, von dem Pulver des Minerals eine geringe Menge zu-

gesetzt und wieder geschmolzen. Das Pulver löst sich dabei im Borax auf oder verhält sich darin irgendwie anders, was oft neben der dabei entstehenden Farbe von Bedeutung ist. Man hat hier die Farbe in der Oxydations- und Reduktionsflamme (*O.Fl.* und *R.Fl.*) zu unterscheiden, die beide nicht selten verschieden sind. Die Phosphorsalzperle wird durch viele Metalle ebenfalls charakteristisch gefärbt. Auch löst sie die Silikate in der Hitze unter Hinterlassung der SiO_2 (Kieselskelett). Freie Kieselsäure (Quarz etc.) mit Soda zusammengeschmolzen erzeugt lebhaftes Aufbrausen durch Entweichen von CO_2.

In der folgenden Tabelle ist das Hauptsächlichste über das chemische Verhalten der wichtigeren Elemente vor dem Lötrohr zusammengestellt, besonders mit Bezug auf das oben Erwähnte, doch sind auch einige andere, ohne besondere Erläuterung verständliche Reaktionen noch beigefügt. Die Tabelle genügt in den meisten Fällen zur Ermittlung der Bestandteile der Mineralien, zuweilen stört aber das Nebeneinandervorkommen mehrerer Elemente die Erscheinungen. In diesem Fall muß eines der genannten diesem Gegenstand speziell gewidmeten Werke nachgeschlagen werden. (Vergl. besonders Plattner und Scheerer. (3) F.).

Anm.: *O.Fl.* = Oxydations-, *R.Fl.* = Reduktionsflamme. *Bsch.* = Beschlag. *h.* = heiß; *k.* = kalt.

Element resp. Verbindung.	Erhitzen auf Kohle in der Reduktionsflamme.	Flammenfärbung.	Färbung der Boraxperle. (*S*-Metalle sind vorher zu rösten.)		Sonstige Reaktionen. (Bemerkungen.)
			O. Fl. (ev. Zusatz v. KNO_3).	*R. Fl.* (ev. Zusatz von *Sn*.)	
$H(H_2O)$	. . . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	Im Glasrohr beim Erwärmen Wassertropfen (vergl. 275).
S (SO_2)	Schmelze mit Soda in *R.Fl.* färbt angefeuchtet *Ag*-Blech braun (Heparreaktion).	. . . . .	. . . . .	. . . . .	*S* und *S*-Metalle geben verbrannt oder geröstet SO_2-Geruch.
Se	Rettichgeruch, grauer metallischer Beschlag.	blau in *O.Fl.*	. . . . .	. . . . .	In offener Glasröhre ein metallischer, weiter oben ein roter Beschlag.
Te	Weißer Bsch. mit rotem Rand.	grün . . .	. . . . .	. . . . .	In offener Glasröhre ein weißer od. grauer Beschlag, der zu farblosen Tropfen schmilzt.
$P(P_2O_5)$	. . . . . .	blaugrün nach Befeuchten mit H_2SO_4.			

Element resp. Verbindung.	Erhitzen auf Kohle in der Reduktionsflamme.	Flammenfärbung.	Färbung der Boraxperle. (S-Metalle sind vorher zu rösten.)		Sonstige Reaktionen. (Bemerkungen.)
			O. Fl. (ev. Zusatz v. KNO_3).	R. Fl. (ev. Zusatz von Sn).	
$B(B_2O_3)$	. . . .	gelbl.grün nach Befeuchten mit H_2SO_4; kleine Mengen nach Schmelzen mit $CaFl_2$ und $HKSO_4$, bes. in Silikaten.			
N					
(N_2O_5)	. . . .	. . . . . .	. . . . . .	. . . . . .	Verpufft mit C. Im Kolben mit H_2SO_4 rote Dämpfe.
(NH_3)	. . . .	. . . . . .	. . . . . .	. . . . . .	Mit K-Lauge Dämpfe, welche rotes Lackmuspapier blau färben etc.
C	. . . .	. . . . . .	. . . . . .	. . . . . .	Verpufft mit KNO_3 (nicht Diamant).
(CO_2)	. . . .	. . . . . .	. . . . . .	. . . . . .	Aufbrausen mit kalter oder nur mit warmer HCl oder HNO_3.
$Si(SiO_2)$	. . . .	. . . . . .	. . . . . .	. . . . . .	In P-Salzperle Kieselskelett. Freie SiO_2 in Sodaperle unter Aufbrausen löslich zu klarer Perle.
$Ti(TiO_2)$	. . . .	. . . . . .	h. gelb, k. farblos bis weiß emailartig, wenn viel zugesetzt.	gelb bis braun.	P-Salzperle: R.Fl. h. gelb; k. violett (bei Gegenw. von Fe braunrot, durch Zusatz von Sn-Staub violett). O.Fl. farblos. In Perle TiO_2-Kryställchen.
Cl	. . . .	lasurblau ins Purpurne (Cl, Br, I: i. ein. m. CuO gesättigten P-Salzperle.)			
Br	. . . .	blaugrün			
I	. . . .	grün	. . . . . .	. . . . . .	mit $HKSO_4$ erhitzt I-Dämpfe, die Stärkepapier blau färben.
F	. . . .	. . . . . .			Mit H_2SO_4 oder geschmolzen mit $HKSO_4$ Dämpfe von HF, welche Glas ätzen und Fernambukpap. gelb färben.
K	. . . .	violett (wenn Na vorhanden durch Kobaltglas gesehen.).			Die Flamme eventuell im Spektroskop zu untersuchen. (K bis Sr)
Na	. . . .	gelb.			
Li	. . . .	karminrot (durch Na gelbrot).			
Ca	. . . .	gelbrot.			
Ba	. . . .	gelbl. grün.			
Sr	. . . .	purpurrot.			

Element resp. Verbindung.	Erhitzen auf Kohle in der Reduktionsflamme.	Flammenfärbung.	Färbung der Boraxperle. (S-Metalle sind vorher zu rösten.)		Sonstige Reaktionen. (Bemerkungen.)
			O. Fl. (ev. Zusatz v. KNO_3).	*R. Fl.* (ev. Zusatz von *Sn*).	
Al	blau } nach Befeuchten mit CoN_2O_6 und Glühen (wenn das Mineral farblos).				
Mg	blaßrot } nach Befeuchten mit CoN_2O_6 und Glühen (wenn das Mineral farblos).				
Cd	*Bsch.* rotbraun, weiter von der Probe entf. orange, } bei Schmelzen mit Soda.				
Zn	*Bsch. h.* gelb, *k.* weiß, nicht flüchtig in *O.Fl.* } bei Schmelzen mit Soda.	. . . . .	. . . . .	. . . . .	*Bsch.* durch Glühen mit CoN_2O_6 grün.
Fe	magnetisch durch Bildung v. Fe_3O_4 (wenn viel *Fe* vorhanden).	. . . . .	*h.* dunkelrot bis gelb, *k.* dunk. gelb bis farblos.	flaschengrün.	
Mn	. . . . . .	. . . . .	violett.	blaßrot bis farblos.	Mit Soda und Salpeter grüne Schmelze auf Platinblech.
Co	. . . . . .	. . . . .	blau.	blau.	
Ni	zu grauem, magnet. metall. *Ni* reduziert.	. . . . .	*h.* violett, *k.* rotbraun.	trübe grau.	
V	. . . . . .	. . . . .	gelb bis farblos.	*h.* bräunlich. *k.* chromgrün.	
Cr	. . . . . .	. . . . .	*h.* gelbrot, *k.* smaragdgrün.		Mit Soda u. Salpeter hellgelbe Schmelze auf Platinblech.
W	. . . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	*P*-Salzperle in *O.Fl.* gelbl., in *R.Fl. h.* grün, *k.* blau; bei Gegenw. von *Fe* blutrot. Mit Soda geschmolzen, in *HCl* gelöst und mit *Zn* erwärmt, schön blaue Flüssigkeit.
Mo	*Bsch.* in Wärme gelb, in Kälte weiß, nahe der Probe rot (in *O.Fl.*). In *R.Fl.* wird der weiße Beschlag dunkel.	. . . . .	*h.* gelblich braun, *k.* opalartig trübe.	undurchsicht. braun.	*P*-Salzperle in *R.Fl.* grün. Mit konz. H_2SO_4 erwärmt und mit Weingeist versetzt blaue Lösung.
U	. . . . . .	. . . . .	*h.* braun bis rot, *k.* gelbl. grün.	. . . .	*P*-Salzperle in *O.Fl.* gelb, *R.Fl.* grün.
Pb	**Mit Soda geschmolz. graues dehnbar. Metallkorn. *Bsch.* gelb, am Rande weiß.**				

lement resp. Verbindung.	Erhitzen auf Kohle in der Reduktionsflamme.	Flammenfärbung.	Färbung der Boraxperle. *O. Fl.* (ev. Zusatz v. KNO_3).	*R. Fl.* (ev. Zusatz von *Sn*).	Sonstige Reaktionen. (Bemerkungen.)
			(*S*-Metalle sind vorher zu rösten.)		
Cu	rotes dehnbares Metallkorn (mit Soda).	grün, mit *HCl* befeuchtet blau.	*h.* grün, *k.* blau.	undurchsicht. braunrot.	
Hg	. . . . . .	. . . . .	. . . .	. . . .	Mit Soda im Glasrohr *Hg*-Tropfen.
Ag	weißes } dehnbares Metallkorn.				
Au	gelbes } dehnbares Metallkorn.				
Sn	*Bsch.* weiß, nicht flüchtig; mit Soda graues dehnbares Metallkorn.	. . . . .	. . . .	. . . .	*Bsch.* durch Glühen mit CoN_2O_6 blau.
As	Knoblauchgeruch, weißer Beschlag weit von der Probe.	hellblau.			
Sb	*Bsch.* weiß, flüchtig dicht. weißer Rauch.	blaß grünlichblau.			
Bi	*Bsch. h.* braunrot, *k.* gelb; sprödes Metallkorn.				

278. Mikrochemische Analyse. Die mikrochemische Analyse beruht darauf, daß die Niederschläge, die bei der Vereinigung mancher Lösungen entstehen, nicht selten aus deutlichen, mehr oder weniger scharf begrenzten Krystallen bestehen. Diese sind charakteristisch für die Substanz des Niederschlags; letztere kann daran erkannt werden, und hieraus läßt sich dann weiterhin, unter Berücksichtigung des angewandten Reagens, auf die Gegenwart dieses oder jenes Elements in dem zu untersuchenden Minerale schließen. Man setzt bei einer solchen Untersuchung meist einen Tropfen des in irgend einer geeigneten Weise in Lösung gebrachten Minerals auf einen Objektträger, bringt daneben einen Tropfen des Reagens und vereinigt beide, erforderlichenfalls in der Wärme. Bei manchen Reaktionen ist es indessen vorzuziehen, ein Körnchen des Minerals oder des Reagens je in einen Tropfen der Lösung des anderen hineinzulegen. Man beobachtet nun den eventuell entstehenden Niederschlag. Da die Kryställchen, die ihn zusammensetzen, sehr klein sind, so muß dies unter dem Mikroskop (u. d. M.) geschehen und zwar am besten unter einem solchen mit Polarisationsvorrichtung und drehbarem Objekttisch, damit neben der äußeren Form und der Farbe auch die optische Beschaffenheit (einfache oder doppelte Lichtbrechung, Polarisationsfarben, Auslöschungsschiefe, Dichroismus etc.) ermittelt werden kann. Hat man z. B. eine kalihaltige Lösung und bringt dazu einen Tropfen einer

Platinchloridlösung, so entstehen scharf begrenzte isotrope, also reguläre Kryställchen (Oktaeder, Würfel und Kombinationen beider) von gelber Farbe, die für das Kalium charakteristisch sind. Ebenso kann es natürlich auch umgekehrt zur Entdeckung von Platin führen, wenn man bei Zusatz einer kalihaltigen Lösung zu einer zu untersuchenden dieselben Kryställchen erhält.

Bei solchen mikrochemischen Reaktionen ist das Hauptgewicht auf die Entstehung nicht zu kleiner, scharf begrenzter und dadurch möglichst charakteristischer Kryställchen zu legen. Es müssen daher in vielen Fällen andere Reagentien verwendet werden, als bei der gewöhnlichen im übrigen nicht wesentlich verschiedenen qualitativen Analyse. Vor allem sind solche zu meiden, die zu schwer lösliche Niederschläge hervorbringen. Diese, wie z. B. $BaSO_4$ bei der Probe auf Baryum oder Schwefelsäure, bilden unkrystallinische Pulver, die sich von anderen derartigen Pulvern in keiner Weise bestimmt unterscheiden. Solche Niederschläge sind nur brauchbar, wenn sie eine charakteristische Farbe haben oder beim Umkrystallisieren größere deutliche Krystalle bilden. Die Entstehung guter Krystalle wird durch langsame Ausbildung befördert, daher nimmt man gerne möglichst verdünnte Lösungen. Bei zu großer Konzentration erhält man vielfach dendritische Gebilde, Wachstumsformen und andere unvollkommene Krystallisationen, die keine zweifellose Entscheidung liefern, da sie in zahlreichen Fällen in derselben Weise wiederkehren. Sehr empfindlich können die mikrochemischen Reaktionen gemacht werden, wenn man die Reagentien so wählt, daß die Krystalle des Niederschlags ein recht großes Molekül besitzen, in welchem von dem nachzuweisenden Element nur eine ganz kleine Menge enthalten ist. So wird z. B. zur Erkennnung von Tonerde Caesiumsulfat benutzt, das mit jener ziemlich schwer lösliche, farblose reguläre Oktaederchen von Caesiumalaun bildet. Dieser besitzt das große Molekül: $Cs_2SO_4 . Al_2S_3O_{12} . 24 H_2O$ und enthält nur ca. $9\frac{1}{2}$ % Al_2O_3 oder ca. 5 % Al. Man kann so in einem Tropfen von 1 mg Gewicht noch 0,00035 mg Al nachweisen.

Wichtig ist es, daß die bei einer Reaktion entstehenden Krystalle nicht solchen gleichen, die unter anderen, ähnlichen Umständen zu stande kommen, so daß eine Verwechslung möglich ist. Wenn die Bildungsverhältnisse ganz verschieden sind, hat eine derartige Übereinstimmung nichts zu bedeuten und ist unschädlich. So erhält man bei manchen Reaktionen auf Arsen kleine farblose Oktaederchen von As_2O_3, die von den soeben erwähnten Oktaederchen von Caesiumalaun an sich ununterscheidbar sind. Aber die Umstände, unter denen beide entstehen, sind so durchaus abweichend, daß diese bei deren Berücksichtigung doch nicht verwechselt werden können. Selbstver-

ständlich wählt man die Reaktionen möglichst so, daß sie durch etwa mitanwesende andere Elemente nicht gestört werden.

Die meisten mikrochemischen Methoden zeichnen sich durch ungemeine Schärfe und Empfindlichkeit aus und erlauben, viele Elemente, z. B. Natrium, auch bei Anwesenheit ganz kleiner Mengen leichter und sicherer nachzuweisen, als irgend ein anderes Verfahren. Schon ein einziges mikroskopisch kleines Kryställchen kann hierzu unter Umständen ausreichen. Daher erfordern sie auch nur minimale Mengen von Substanz, was bei der Untersuchung von Mineralien oft von großer Bedeutung ist. Andererseits sind aber auch ganz besonders reine Reagentien zu verwenden.

Die Nützlichkeit der mikrochemischen Methode hat sich zuerst bei der Untersuchung von Gesteinen und deren Gemengteilen ergeben, wobei anfänglich Kieselflußsäure als einziges Reagens und zugleich als Lösungsmittel benutzt wurde (Boricky, Elemente einer neuen chemisch-mineralogischen Mineral- und Gesteinsuntersuchung. Prag 1877). Allmählich hat sich aber das Verfahren erweitert und verbessert (Streng, N. Jahrb. f. Min. etc. seit 1883, und andere), und man macht jetzt Gebrauch von zahlreichen Reagentien. Leider haben sich für einzelne Elemente noch keine passenden Reaktionen gefunden.

Im folgenden sollen einige der wichtigsten mikrochemischen Reaktionen auf die verbreitetsten Elemente mitgeteilt werden. Bei Vornahme derartiger Untersuchungen hat man aber stets einen der zu diesem Zweck besonders verfaßten Leitfäden zur Hand zu nehmen, die gleichfalls in hohem Maße zur Ausbildung der mikrochemischen Analyse beigetragen haben. (Haushofer, Mikrochemische Reaktionen 1885. Klément et Renard, Réactions microchimiques à cristaux 1886. Behrens, Anleitung zur mikrochemischen Analyse, 2. Aufl. 1899 und für manche Zwecke von demselben Verfasser: Mikrochemische Technik 1900; Huyße, Atlas zum Gebrauch bei der mikrochemischen Analyse, anorg. Teil 1900.)

279. Mikrochemische Reaktionen auf einzelne Elemente. Die zu untersuchende Substanz ist im allgemeinen in Lösung gedacht. Dann erhält man auf einzelne Elemente folgende leicht auszuführende Reaktionen, die als Beispiele für die erste Einführung in die mikrochemische Methode dienen können.

1. *Kalium.* Mit $PtCl_4$ gelbe reguläre Krystalle von K_2PtCl_6 (siehe oben (278) und Fig. A). Mit Kieselflußsäure farblose Würfel von Kieselfluorkalium; (hierbei Benutzung eines Objektträgers, der durch eine Schicht in der Wärme erhärteten Canadabalsams vor dem Angriff durch die Säure geschützt ist.)

Fig. A. (Nach R. Brauns.) Fig. B.

2. *Natrium.* Ein Körnchen von essigsaurem Uranyl gibt in der natronhaltigen essigsauren Lösung gelbe reguläre Tetraeder von essigsaurem Uranyl-Natrium (Fig. B bei *a*); (bei *b* ist essigsaures Uranyl auskrystallisiert, das in Lösung gegangen

war). Noch empfindlicher ist die Reaktion auf Natrium, wenn man der Lösung noch essigsaure Magnesia zusetzt. Dann entstehen gelbliche, fast farblose, durchsichtige rhomboedrische Krystalle von essigsaurem Uranyl-Natrium-Magnesium $(NaC_2H_3O_2 + UO_2 . C_4H_6O_4) + (MgC_4H_6O_4 + 2\ UO_2 . C_4H_6O_4) + 9\ H_2O$. Mit Kieselflußsäure hexagonale Krystalle von Kieselfluornatrium, Na_2SiF_6.

3. *Calcium*. Mit H_2SO_4 sehr charakteristische Krystalle und Krystallgruppen des monoklinen Gipses (Fig. C). Mit Kieselflußsäure nicht sehr regelmäßige, aber charakteristische Kryställchen von Kieselfluorcalcium, $CaSiF_6 . 2\ H_2O$.

Fig. C. (Nach R. Brauns.) Fig. D.

4. *Magnesium*. Ein Tropfen der Lösung wird mit Salmiak versetzt, daneben ein durch Ammoniak stark basischer Tropfen einer Natriumphosphatlösung aufgetragen. Beide werden in der Wärme (über dem Wasserbade) vereinigt. Dann entstehen rhombische Kryställchen von phosphorsaurer Ammoniak-Magnesia $(NH_4)\ MgPO_4 . 6H_2O$, die durch ihre hemimorphe Ausbildung sehr charakteristisch sind. (Es ist dieselbe Substanz wie das Mineral Struvit) (Fig. D).

5. *Aluminium*. Reaktion mit Caesiumsulfat (siehe oben (278)).

Fig. E. (Nach R. Brauns.) Fig. F.

6. *Baryum*. Mit Ferrocyankalium in basischen oder neutralen Lösungen, gelbe rhomboedrische Krystalle von Ferrocyankalium-Baryum $(FeCy_6BaK_2 . 3\ H_2O)$.

7. *Blei*. Mit HCl rhombische Krystalle von $PbCl_2$, nicht selten stark verlängert mit eigentümlichen Lücken an den Enden (Fig. E). Durch Umkrystallisieren in warmem Wasser (Lösen auf dem Wasserbad und Erkalten) bildet der anfänglich oft unregelmäßige Niederschlag bessere Krystalle.

8. *Silber*. Mit HCl käsiger Niederschlag von $AgCl$. Nach Auflösen in Ammoniak krystallisieren farblose durchsichtige Würfel etc. aus (Fig. F).

9. *Kupfer*. Mit großem Überschuß von Ammoniak und wenig Ferrocyankalium ein gelber Niederschlag, oft deutliche rhombische Kryställchen von Ferrocyankupfer-

ammonium, der unter Abgabe von Ammoniak und Übergang in Ferrocyankupfer allmählich rotbraun wird.

10. *Chlor.* *Pb*- oder *Ag*-nitrat (vergl. Nr. 7 oder 8).

11. *Schwefelsäure.* $CaCl_2$ (vergl. Nr. 3).

12. *Phosphorsäure.* $MgSO_4$-lösung (vergl. Nr. 4). Ist die Lösung nicht basisch, sondern sauer, dann wendet man molybdänsaures Ammoniak in Salpetersäure gelöst an und erhält, am besten in der Wärme, sehr kleine gelbe reguläre Kryställchen (meist Granatoeder) von phosphormolybdänsaurem Ammoniak. (Beide Reaktionen gibt auch die *Arsensäure*; letztere liefert aber mit Silbernitrat einen rotbraunen, erstere einen gelben Niederschlag.)

13. *Kieselsäure* (Silikate). Zersetzung, ev. in der Wärme, durch reine Flußsäure in einem Platintiegel. Es entweicht Kieselflußsäure, die in einem an dem Deckel des Tiegels (mit der Konvexseite nach unten) hängenden Wassertropfen aufgefangen wird. Dieser wird dann mit KCl versetzt und liefert farblose Würfelchen (vergl. Nr. 1).

14. *Fluor.* Entsprechend veränderte Reaktion. Das Mineral wird, wenn erforderlich, unter Zusatz von Kieselsäure durch konzentrierte Schwefelsäure in der Wärme zersetzt und weiter verfahren wie in Nr. 13.

280. Verhalten gegen Lösungsmittel. Neben dem Verhalten der Mineralien vor dem Lötrohr und den mikrochemischen Reaktionen ist noch wichtig ihr Verhalten gegen Lösungsmittel.

Im *Wasser* sind wenige Mineralien vollkommen und leicht löslich, wie Steinsalz, Sylvin, Carnallit. Letzterer ist sogar an feuchter Luft zerfließlich und ebenso noch manche andere Mineralsubstanzen. Die im Wasser leicht löslichen Mineralien haben einen meist starken, zuweilen charakteristischen Geschmack, der sie auf der Zunge rasch als löslich, und an der Art des Geschmacks auch häufig in ihrer Substanz erkennen läßt. Schwerer löslich, aber immer noch zu den am leichtesten löslichen Mineralien gehörig, ist der Gips. Die meisten anderen lösen sich sehr wenig, mit am wenigsten Quarz, Schwerspat etc., keines ist aber absolut unlöslich. Bei höherer Temperatur lösen sich die Mineralien fast durchweg erheblich leichter, als in der Kälte, doch gibt es auch Ausnahmen, z. B. Gips. Manche Mineralien sind nur teilweise löslich; es kann aus ihnen ein löslicher Teil ausgezogen (ausgelaugt) werden, und ein unlöslicher Rest bleibt zurück. So wird z. B. aus Glauberit, $Na_2SO_4 . CaSO_4$, nur Na_2SO_4 ausgezogen und $CaSO_4$ bleibt ungelöst zurück. Aus vielen Silikaten wird durch destilliertes Wasser eine kleine Menge von Alkalien leicht ausgezogen, die dem Wasser eine alkalische Reaktion mitteilen. Manche Mineralien werden erst nach dem Glühen vom Wasser erheblich angegriffen und teilweise aufgelöst, wie z. B. der Alaunstein.

Das in der Erdkruste zirkulierende Wasser ist nie ganz rein, es enthält, wenngleich nur in geringer Menge, O, CO_2, ev. organische Substanzen, und verschiedene unorganische Verbindungen, welche aus den die Erdkruste zusammensetzenden Mineralien ausgelaugt sind. Der-

artiges Wasser ist das wichtigste Lösungsmittel, das auf die Mineralien einwirkt. Durch die Gegenwart der genannten Substanzen wird vielfach die wenigstens teilweise Lösung anderer Mineralstoffe vermittelt, welche ohne sie nicht in Lösung gelangen würden (vergl. (309, 310)). So löst sich $CaCO_3$ in CO_2-haltigem Wasser sehr viel leichter, und der Kalkspat (Kalkstein) wird hauptsächlich durch solches in Lösung gebracht. Man hat es bei diesen Vorgängen vielfach nicht mehr mit reinen Lösungsprozessen zu tun, sondern es liegen schon chemische Veränderungen vor, die wir unten eingehender betrachten werden (310). Auf ihnen beruht u. a. auch die Entstehung der natürlichen Ätzfiguren (200) und das zerfressene Äußere mancher Krystalle, z. B. von Quarz, welche zeigen, daß auch die schwerstlöslichen Substanzen im Laufe der Zeiten von diesen natürlichen schwachen Lösungsmitteln angegriffen werden.

Das Verhalten der Mineralien gegen *Säuren* ist häufig charakteristisch und kann zu ihrer Erkennung und Unterscheidung benützt werden. Hauptsächlich ist es die Salzsäure (HCl) und die Salpetersäure (HNO_3), welche man bei derartigen Untersuchungen anwendet. Manche Mineralien sind in diesen Säuren vollkommen löslich, so z. B. manche Oxyde (Eisenglanz, Magneteisen etc.), manche Phosphate und Arseniate etc. Andere werden bei der Behandlung mit Säuren zersetzt. Sie geben dabei zuweilen Gase ab, so die Karbonate (Kalkspat und andere) CO_2, und brausen dann stark auf, manche allerdings erst in der Wärme (Dolomit). Einige Schwefelverbindungen entwickeln H_2S bei der Behandlung mit HCl, z. B. der Antimonglanz; manganoxyd- und -hyperoxydhaltige, z. B. Pyrolusit, Psilomelan etc. liefern Chlorgas, das man dann, wie den Schwefelwasserstoff, an dem Geruch erkennt. Viele Mineralien sind nur teilweise in den Säuren löslich und hinterlassen einen festen Rückstand. So verhalten sich namentlich gewisse Silikate, aus welchen die Gesamtheit der Basen sich löst, während die Kieselsäure ungelöst bleibt oder ausgeschieden wird. Diese bildet dabei entweder eine Gallerte, wie z. B. beim Anorthit, Nephelin, Analcim etc., man sagt, diese Mineralien (Silikate) gelatinieren mit Säuren; oder die Kieselsäure bildet ein schleimiges Pulver wie beim Leucit, Natrolith etc. Auch aus Titanaten, Wolframiaten etc. wird durch HCl die Säure ausgeschieden, aber durch einen Überschuß von HCl wieder aufgelöst. Die Schwefelverbindungen werden in charakteristischer Weise besonders von Salpetersäure angegriffen, die meist die Metalle auflöst, während manchmal Schwefel als feines Pulver ausgeschieden wird. Königswasser pflegt ähnlich zu wirken, aber energischer. Manche Metalle werden überhaupt nur von Königswasser angegriffen (Gold, Platin). Nicht selten gibt auch das Verhalten der Mineralien gegen HF, sowie manchmal auch gegen H_2SO_4 charakteristische Merkmale zur Erkennung. Die Mineralien werden

bei diesen Versuchen meist als feine Pulver, die Säuren bald konzentriert und bald verdünnt, bald kalt, bald warm angewendet.

In *Alkalien* lösen sich einige Mineralien vollkommen, z. B. Realgar; teilweise löslich ist darin eine Anzahl von Schwefelmetallen etc. Auch einige Phosphate, Arseniate, Oxyde etc. sind ganz oder teilweise in Alkalien löslich. Gar nicht oder doch nur sehr wenig von allen diesen stärkeren Lösungsmitteln angegriffen werden viele Mineralien, wie Diamant, Korund, Schwerspat, Quarz (dieser nur von *HF*), Topas, Augit, Hornblende, Vesuvian, Epidot, Granat und manche andere Silikate. Die drei letzgenannten werden aber nach dem starken Glühen oder Schmelzen von *HCl* zersetzt.

281. Beziehung zwischen chemischer Zusammensetzung und Krystallform. Zwischen beiden besteht ein inniger Zusammenhang. Die Gesetzmäßigkeiten, die dabei herrschen, werden unter dem Namen der *chemischen Krystallographie* zusammengefaßt. Eine erste Beziehung wurde schon zu Anfang des 19. Jahrhunderts von Haüy ausgesprochen: Jede chemisch bestimmt definierte, in ihrer Zusammensetzung durch eine Formel ausdrückbare Substanz hat auch eine ganz bestimmte nur ihr eigentümliche und daher für sie charakteristische Krystallform oder besser gesagt Formenreihe (21), an der die Substanz ebensogut erkannt werden kann, wie durch die Analyse.

Dabei kommen nur solche Formen in Betracht, die bei derselben Symmetrie doch verschiedene Winkel zeigen können, wie quadratische und rhombische Oktaeder Dihexaeder, Rhomboeder etc., nicht aber solche, die durch die Symmetrie allein auch in ihren Winkelverhältnissen fest bestimmt sind. Es ist also vor allem abzusehen von den Formen des regulären Systems, die bei gleichem Symbol in ihren Form- und Winkelverhältnissen völlig übereinstimmen, auch wenn die Körper chemisch durchaus verschieden sind. Dies ist eine notwendige Folge der durch drei aufeinander senkrechte gleiche Achsen darstellbaren Symmetrie und hat mit der Substanz gar nichts zu tun. Aus ähnlichen Gründen müssen auch die hexagonalen und quadratischen Prismen und die von den drei Pinakoiden begrenzte rhombische Form unberücksichtigt bleiben; auch sie kehren bei den verschiedenartigsten Substanzen ganz in der gleichen Weise wieder.

Von dieser allgemeinen Gesetzmäßigkeit sind aber bald nach ihrer Entdeckung durch Haüy von E. Mitscherlich zwei (wirkliche oder scheinbare) Ausnahmen aufgefunden worden, die man als Polymorphismus oder Heteromorphismus und als Isomorphismus bezeichnet. Diese Erscheinungen können vorläufig in Kürze so definiert werden, daß es Substanzen gibt, die bei chemischer Gleichheit doch verschiedene Krystallformen besitzen (Polymorphismus oder Heteromorphismus), und andererseits solche, die trotz ihrer chemischen Verschiedenheit doch dieselbe (oder doch nahezu dieselbe) Krystallform zeigen (Isomorphismus). Diese beiden wichtigen Beziehungen, den Polymorphismus und den Isomor-

phismus, haben wir nun im folgenden in ihren Einzelheiten näher kennen zu lernen.

(Vergl. Arzruni, Brauns, Dölter, Fock, Rammelsberg (3, *D*); auch Groth, Pogg. Ann. Bd. 141, 1870, pag. 31 (Morphotropie); Linck, Zeitschr. f. phys. Chemie, Bd. 19, 1896, pag. 193, (Eutropie).)

282. Polymorphismus. Der *Polymorphismus* (Polymorphie, Dimorphismus, Heteromorphismus, bei Elementen Allotropie) besteht darin, daß eine bestimmte Substanz in zwei oder mehreren selbständigen Formenreihen krystallisieren kann, die durch verschiedene Flächenwinkel (Achsensysteme) charakterisiert und nicht aufeinander zurückführbar sind und die zuweilen demselben Krystallsystem, meist aber verschiedenen Systemen, angehören. Je nach der Anzahl solcher verschiedener Formenreihen bei derselben Substanz sagt man, die letztere sei dimorph, trimorph etc. Alle diese chemisch gleichen, d. h. bei der Analyse dieselbe prozentische Zusammensetzung und daher dieselbe empirische Formel ergebenden, aber krystallographisch verschiedenen, d. h. nicht nach den Gesetzen der Krystallographie auf das nämliche Achsensystem beziehbaren Körper heißen *heteromorphe Modifikationen* der betreffenden Verbindung resp. des betreffenden Elements. Nicht selten beobachtet man, daß die Krystallformen heteromorpher Substanzen bei aller Verschiedenheit doch in gewissen Zonen sehr nahestehende Winkel zeigen.

Beispiele: Die Verbindung $CaCO_3$ ist dimorph; sie krystallisiert hexagonal (rhomboedrisch) als Kalkspat, rhombisch als Aragonit. Kalkspat und Aragonit sind heteromorphe Modifikationen des Calciumkarbonats; Kalkspat ist mit Aragonit heteromorph und umgekehrt. Der Kalkspat zeigt häufig hexagonale Prismen mit lauter Winkeln von 120°. Beim Aragonit kommen ähnliche Prismen vor, die eine Kombination eines rhombischen Prismas mit der Längsfläche darstellen. Der Prismenwinkel ist = 116° 10', die Winkel zwischen einer Prismenfläche und der anliegenden Längsfläche = 121° 55', also in der Tat große Ähnlichkeit der Winkel in der Prismenzone bei beiden Mineralien, aber nur in dieser einen Zone.

Trimorph ist die Titansäure, TiO_2; sie bildet die heteromorphen Mineralien Brookit, rhombisch, Rutil und Anatas beide quadratisch. Die zwei letzteren sind aber trotz der Übereinstimmung in der Symmetrie doch krystallographisch ganz verschieden. Sie zeigen eine ganz verschiedene Formenentwicklung (siehe die spezielle Beschreibung des Rutils und des Anatases) und ganz abweichende Achsenverhältnisse. Für den Rutil findet man: $a:c = 1:0,644$, für den Anatas: $a:c = 1:1,777$. Diese wären identisch, wenn die beiden Werte für c in einem rationalen Verhältnis zueinander stünden, aber man sieht leicht, daß der Quotient 1,777 : 0,644 einen irrationalen Wert besitzt. Es ist also unmöglich, die Flächen des einen Minerals mit rationalen Ableitungszahlen auf das Achsensystem des anderen zu beziehen.

Vom Schwefel sind mindestens sechs, vielleicht acht heteromorphe Modifikationen bekannt, allerdings die meisten nur als Kunstprodukte.

Manche Substanzen, die in mehreren verschieden krystallisierten heteromorphen Modifikationen vorkommen, können, außerdem auch amorph auftreten, so die Verbindungen SiO_2, $CaCO_3$ etc.

Eine bemerkenswerte Erscheinung ist es, daß stets die heteromorphen Modifikationen einer Substanz zum Teil sehr erheblich verschiedene spezifische Gewichte und nicht selten auch mehr oder weniger verschiedene sonstige *physikalische* und auch *chemische Eigenschaften* besitzen. Im Extrem ist dies beim Kohlenstoff der Fall. Dieser ist als äußerst harter ($H. = 10$), durchsichtiger, farbloser, demantglänzender Diamant, dessen $G. = 3{,}52$, regulär und als äußerst weicher ($H. = 1$), undurchsichtiger, schwarzer, metallisch glänzender Graphit, dessen $G. = 2{,}0$, hexagonal krystallisiert, beide mit ganz verschiedenen Blätterbrüchen, verschiedenem Verhalten gegen Reagentien etc. Allerdings sind diese Unterschiede in den allermeisten Fällen weitaus geringer, als beim Kohlenstoff und beschränken sich häufig im wesentlichen auf das spezifische Gewicht. Dieses zeigt z. B. auch bei den beiden quadratischen Modifikationen der TiO_2 erhebliche Unterschiede (siehe unten) und beweist so gleichfalls, daß beide nicht identisch sein können. Das verschiedene chemische Verhalten erweist sich u. a. zuweilen in der Löslichkeit (SiO_2 als rhombischer Tridymit ist leicht, als hexagonaler Quarz schwer in der Kalilauge löslich) oder in der Verwitterbarkeit (die Verbindung Al_2SiO_5 in dem triklinen Cyanit verwittert sehr schwer, in dem damit heteromorphen rhombischen Andalusit sehr leicht) etc.

Im folgenden ist eine Anzahl der wichtigsten unter den Mineralien vorkommenden Beispiele für Dimorphismus mit Angabe der spezifischen Gewichte aufgezählt:

C. Regulär: Diamant ($G. = 3{,}52$); hexagonal: Graphit ($G. = 2{,}0$).

SiO_2. Hexagonal: Quarz ($G. = 2{,}65$); rhombisch: Tridymit ($G. = 2{,}30$).

TiO_2. α-quadratisch: Rutil ($G. = 4{,}3$); rhombisch: Brookit ($G. = 4{,}1$); β-quadratisch: Anatas ($G. = 3{,}9$).

FeS_2. Regulär: Schwefelkies ($G. = 5{,}1$); rhombisch: Markasit, ($G. = 4{,}7$).

$CaCO_3$. Hexagonal-rhomboedrisch: Kalkspat ($G. = 2{,}7$); rhombisch: Aragonit ($G. = 2{,}9$).

Die *Entstehung* dieser oder jener Modifikation einer Verbindung oder eines Elements hängt natürlich ab von den Bildungsbedingungen, von der Temperatur und sonstigen Beschaffenheit des Mediums, in dem die Krystalle zur Ausbildung gelangen. So entsteht aus kalten Lösungen von $CaCO_3$ Kalkspat, aus heißen Aragonit.

Heteromorphe Modifikationen derselben Substanz gehen zuweilen durch *molekulare Umlagerung* von selbst und ohne äußeres Zutun ineinander über, so namentlich zahlreiche künstlich dargestellte Körper: der durch Erstarrung aus dem Schmelzfluß erhaltene monokline Schwefel verwandelt sich nach einiger Zeit in rhombischen etc. Nicht selten geschieht dies unter Beibehaltung der alten Form; es entstehen dadurch diejenigen Pseudomorphosen, die speziell als Paramorphosen bezeichnet werden (311).

Sehr häufig ist es möglich, eine Modifikation durch Einwirkung

von außen, namentlich durch Temperaturänderung in eine andere Modifikation überzuführen. Dabei sind zwei Fälle denkbar:

1. Eine Modifikation läßt sich zwar durch Temperaturerhöhung in die andere transformieren, aber der Vorgang ist nicht umgekehrbar (*monotrope* Körper). Hierher gehört z. B. das rhombische $CaCO_3$, der Aragonit, der beim Erhitzen in das rhomboedrische Karbonat, den Kalkspat, übergeht. Ebenso der Diamant, der sich beim Glühen in Graphit verwandelt. Es ist kein Mittel bekannt, um umgekehrt direkt und in festem Zustande Kalkspat in Aragonit oder Graphit in Diamant zu verwandeln, jedenfalls kann es nicht durch Temperaturänderung bewirkt werden.

2. Die eine Modifikation geht beim Erhitzen in eine andere, umgekehrt die letztere bei der Abkühlung wieder in die erste über (*enantiotrope* Körper). Hierher gehört der Leucit; er ist bei gewöhnlicher Temperatur rhombisch in pseudoregulären Grenzformen, wird aber bei Rotglut wirklich regulär und isotrop; beim Erkalten tritt der alte Zustand wieder ein. Ganz ähnlich verhält sich der Boracit; die Umwandlungstemperatur liegt hier bei 265° *C.* (257).

Die Ursache des Polymorphismus wird meist in der physikalischen, in einzelnen Fällen auch in der chemischen Isomerie der heteromorphen Modifikationen gesucht. Im ersten Falle wären die chemischen Moleküle in den physikalischen (den Krystallmolekülen) verschieden gelagert (physikalische Metamerie) oder es wäre in den letzteren, die dann verschieden groß sein müßten, eine verschieden große Anzahl von chemischen Molekülen vorhanden (physikalische Polymerie). Im anderen Falle wäre die Anordnung oder die Anzahl der Atome im chemischen Molekül verschieden (chemische Metamerie und Polymerie). Wenn so auch die prozentische Zusammensetzung und die empirische Formel aller Modifikationen einer Substanz stets dieselbe ist, so können sie unter diesen Umständen nicht mehr als chemisch vollkommen gleich betrachtet werden, da ihnen eine verschiedene chemische Konstitution zugeschrieben werden müßte. In diesem Sinne bliebe dann neben dem Polymorphismus das Haüysche Gesetz (281) doch noch in voller Allgemeinheit bestehen.

(Vgl. Arzruni, Brauns, Dölter, Fock, Rammelsberg (3, D); ferner Otto Lehmann, Molekularphysik; Schaum, die Arten der Isomerie, Diss. Marburg 1897; Schoenbeck, Beiträge zur Kenntnis der polymorphen Körper, Diss. Marburg 1901.)

283. Isomorphismus. Äußerst wichtig ist die von Eilhard Mitscherlich 1819 entdeckte Gesetzmäßigkeit, die den Namen *Isomorphismus* erhalten hat und die man auch Homöomorphismus nennt. Sie besteht darin, daß sehr häufig chemisch verschiedene, aber analog gebaute Mineralien in Formen krystallisieren, welche sich so nahe stehen, daß die entsprechenden Flächenwinkel nur um ganz kleine Beträge voneinander verschieden sind. Körper, welche diese Beziehung zeigen, heißen *isomorph* (homöomorph). Eine Anzahl untereinander isomorpher Körper nennt man eine *isomorphe Reihe* oder *Gruppe;* solche spielen im Mineralreiche eine sehr große Rolle.

Einige Beispiele solcher isomorpher Reihen oder Gruppen sind die folgenden:

Spinellgruppe (regulär): Spinell: $MgAl_2O_4$; Magneteisen: $FeFe_2O_4$; Chromeisenstein: $FeCr_2O_4$; Zinkspinell: $ZnAl_2O_4$.

Steinsalzgruppe (regulär): Steinsalz: $NaCl$; Sylvin: KCl; Chlorsilber: $AgCl$; Bromsilber: $AgBr$; Salmiak: NH_4Cl.

Bleiglanzgruppe (regulär): Bleiglanz: PbS; Silberglanz: Ag_2S und die entsprechenden *Se*- und *Te*-Verbindungen.

Kalkspatgruppe (rhomboedrisch): Kalkspat: $CaCO_3$, Rhomboederwinkel = 105° 5' (E. K.); Talkspat: $MgCO_3$, 107° 24'; Eisenspat: $FeCO_3$ 107° 0'; Manganspat: $MnCO_3$, 106° 51'; Zinkspat: $ZnCO_3$, 107° 40'; Natronsalpeter: $NaNO_3$, 106° 30'.

Schwerspatgruppe (rhombisch): Schwerspat: $BaSO_4$, 110 : $1\bar{1}0$ = 101° 40', 011 : $0\bar{1}1$ = 74° 36'; Cölestin: $SrSO_4$, 104° 10' und 76° 0'; Vitriolblei: $PbSO_4$. 103° 43', 75° 36'.

Plagioklasgruppe (triklin): Albit: $Na_2Al_2Si_6O_{16}$; 110 : $1\bar{1}0$ = 120° 47'; 001 : 010 = 93° 36'; 110 : 001 = 114° 42'; Anorthit: $CaAl_2Si_2O_8$: 120° 30', 94° 10', 114° 7'.

Der Isomorphismus ist hier in einem weiten Umfang des Begriffs dargestellt, wie es den Bedürfnissen der Mineralogie am besten zu entsprechen scheint. Vielfach wird er viel enger aufgefaßt. Überhaupt befindet sich die Lehre vom Isomorphismus zur Zeit in einem unfertigen Zustand und die Ansichten der verschiedenen Forscher gehen in wichtigen Punkten weit auseinander. Es sei in dieser Hinsicht wieder verwiesen auf die Werke von Arzruni, Brauns, Dölter, Fock, Rammelsberg etc. (3, D). Ferner Eilhard Mitscherlich, Klassiker der Naturw. Nr. 94; Retgers, Zeitschr. f. phys. Chemie Bd. 4, 1889 bis 20, 1896; Fock, Krystallographisch-chemische Tabellen Leipzig 1890.

284. Chem. Verhalten isom. Körper. 1. Die chemische Analogie isomorpher Substanzen besteht, wenn sie am vollkommensten ist, darin, daß dieselben eine gleiche Anzahl gleicher oder gleichwertiger Atome im Molekül enthalten, wobei in den meisten Fällen ein und dasselbe Element (oder auch mehrere Elemente) in mehreren oder allen Gliedern der betr. isomorphen Reihe wiederkehrt. Dies ist z. B. der Fall in der Reihe des Schwerspats (283); alle Glieder enthalten 1 At. *S* und 4 At. *O*, also die Atomgruppe SO_4; daneben ist im Schwerspat 1 At. *Ba*, im Cölestin *Sr*, im Vitriolblei *Pb*, ebenfalls je 1 Atom, welche alle zweiwertig sind. In der Formel sowohl des Spinells als des Magneteisens ist O_4 vorhanden; im ersteren ist das zweiwertige *Mg* entsprechend dem zweiwertigen *Fe*, ebenso entsprechen sich die dreiwertigen Atome *Al* und *Fe*, und ähnlich verhalten sich je die anderen Glieder der Reihe. Sind auf diese Weise in allen Gliedern einer isomorphen Reihe gleich viele gleiche, beziehungsweise gleichwertige Atome, so kann man alle diese Glieder durch eine gemeinsame Formel mit einem oder mehreren allgemeinen Zeichen angeben, welche letztere sich dann der Reihe nach durch die in den einzelnen Verbindungen vorhandenen speziellen Elemente ersetzen lassen. So haben die Glieder der Schwerspatreihe die allgemeine Formel $R^{II}\,SO_4$, wo R^{II} = *Ba, Sr, Pb.* Für die Glieder der Spinellgruppe ist diese: $M^{II}\,R^{III}{}_2O_4$, wo M^{II} = *Mg, Fe, Zn*; R^{III} = *Al, Fe, Cr.*

2. Geringere Übereinstimmung zeigen schon die zwei isomorphen Mineralien: Kalkspat $CaCO_3$ und Natronsalpeter $NaNO_3$. Hier enthalten zwar ebenfalls noch beide Moleküle gleich viele Atome, sie sind atomistisch gleichartig, die entsprechenden Atome sind jedoch nicht mehr alle gleichwertig. Das einwertige *Na* entspricht hier dem zweiwertigen *Ca* und ebenso entsprechen sich die verschiedenwertigen *C* und *N*, aber die Wertigkeit von $Ca + C$ ist dieselbe wie die von $Na + N$. Ähnlich ist es in der Plagioklasgruppe, wo die chemische Analogie erst deutlich hervortritt, wenn man die Formel des Anorthits verdoppelt, oder die des Albits halbiert. Tut man das letztere und schreibt:

Albit: $NaAlSiSi_2O_8$; Anorthit: $CaAlAlSi_2O_8$,

so sind sie beide atomistisch gleichartig, aber es entsprechen sich die verschiedenwertigen Atome *Na* und *Ca*, sowie *Si* und *Al*, wobei $Na + Si$ und $Ca + Al$ gleich viele Wertigkeiten entsprechen. Alles übrige, ($AlSi_2O_8$), ist in beiden Formeln gleich.

3. Endlich kann auch die Zahl der Atome in den verschiedenen Gliedern einer Reihe verschieden sein; dann ist aber stets eine Anzahl von Atomen (eine Atomgruppe) in der einen Verbindung mit einem ihr entsprechenden einzigen Atom (oder einer Atomgruppe) in der anderen Verbindung gleichwertig. So ist es z. B. beim Sylvin: *KCl* und Salmiak: NH_4Cl, wo *K* der ebenfalls einwertigen Gruppe NH_4 entspricht, die man auch als *Am* bezeichnet, worauf dann die Formel des Salmiaks, *AmCl* auch äußerlich mit der des Sylvins, *KCl* übereinstimmt. Ähnlich beim Bleiglanz: *PbS* und Silberglanz: Ag_2S, wo die zwei einwertigen *Ag*-Atome dem zweiwertigen *Pb* entsprechen.

Andere Beziehungen zwischen den Gliedern isomorpher Reihen als die drei hier genannten sind in chemischer Beziehung bisher noch nicht beobachtet.

Aus chemischer Analogie allein darf man nicht auf Isomorphismus schließen. So ist Mn_2O_3 quadratisch, Fe_2O_3 rhomboedrisch in ganz abweichenden Formen; ebenso ist $FeSO_4 . 7\,H_2O$ und $MgSO_4 . 7\,H_2O$ ganz verschieden krystallisiert etc. Manchmal liegt in solchen Fällen Isodimorphie (287) vor.

Die Elemente, welche in den Formeln der isomorphen Mineralien einer Reihe für die allgemeinen Zeichen gesetzt werden können, wie z. B. *Ba*, *Sr*, *Pb* in der Schwerspatreihe etc., nennt man *isomorphe* Elemente, ohne damit aussprechen zu wollen, daß sie im chemisch reinen Zustand gleich krystallisieren. Elemente, welche in einer Reihe isomorph sind, sind es in anderen Reihen nicht immer; so ist in der Kalkspatreihe (283) *Ca* mit *Mg*, *Fe*, *Mn*, *Zn* isomorph, nicht aber mit *Ba*, *Sr*, *Pb*, während in der Aragonitreihe (287) *Ca* mit *Ba*, *Sr*, *Pb* isomorph ist, nicht aber auch mit *Mg*, *Mn*, *Fe*, *Zn*. Dieser sog. Isomorphismus der Elemente bezieht sich also immer nur auf eine bestimmte Reihe. Uebrigens sind vielfach Elemente auch wirklich isomorph, so *Au*, *Ag*, *Pt*, *Cu* etc.; sodann *Bi*, *Sb*, *As*, etc.

285. Krystallographisches Verhalten isomorpher Körper. Die Krystallformen isomorpher Mineralien sind nicht vollständig

identisch, sondern sie sind nur sehr ähnlich, indem einander entsprechende gleichliegende Flächen sich unter sehr nahe, aber nicht vollkommen gleichen Winkeln schneiden. Die entsprechenden Rhomboederendkantenwinkel in der rhomboedrischen Kalkspatreihe schwanken z. B. zwischen 105° 5′ und 107° 40′; die entsprechenden Winkel der Oktaeder der quadratischen Rutilreihe zwischen 123° 8′ und 121° 40′ etc. Größere Unterschiede kommen selten vor, über 5° gehen dieselben wohl kaum hinaus; häufig sinken sie auf wenige Minuten herab. Nur bei regulären isomorphen Substanzen findet, wie wir schon oben (281) gesehen haben, vollkommene Übereinstimmung aller Winkel statt, die aber hier ihren Grund in der Symmetrie der regulären Krystalle, nicht im Isomorphismus hat, denn auch nicht isomorphe reguläre Krystalle stimmen ja in ihren Winkeln völlig überein.

Eine Folge der Winkelähnlichkeit ist auch eine große Übereinstimmung der Achsenverhältnisse isomorpher Körper; so ist z. B. für die isomorphen rhombischen Mineralien:

Schwerspat: $a:b:c = 0{,}8152:1:1{,}3136$;
Cölestin: $= 0{,}7789:1:1{,}2800$;
Vitriolblei: $= 0{,}7852:1:1{,}2894$.

Die Krystalle der Glieder einer isomorphen Reihe gehören in den meisten Fällen derselben Krystallklasse an. Es gibt indessen auch zahlreiche Beispiele, wo sie in der Symmetrie nicht vollkommen übereinstimmen. Manchmal sind sie verschiedenen Klassen desselben Systems, zuweilen sogar verschiedenen Krystallsystemen zuzuweisen, ohne daß die entsprechenden Winkel deshalb aufhören, sehr nahe und innerhalb der überhaupt bei isomorphen Substanzen beobachteten Grenzen miteinander übereinzustimmen.

Der Eisenglanz (Fe_2O_3) ist isomorph mit dem gleichfalls hexagonalen Titaneisen ($FeTiO_3$). Der erstere ist rhomboedrisch-hemiedrisch, das letztere rhomboedrisch-tetartoedrisch; bei beiden ist die Hauptform ein Rhomboeder mit einem Endkantenwinkel, der beim einen wie beim anderen nur um wenige Minuten von 86° abweicht. Der Kalifeldspat (Orthoklas), $K_2Al_2Si_6O_{16}$, hat dieselbe allgemeine Formel wie der Natronfeldspat (Albit), $Na_2Al_2Si_6O_{16}$, und sehr nahe dieselbe Krystallform, aber ersterer ist monoklin, letzterer triklin. Die Formentwicklung ist in beiden Fällen dieselbe, jedoch steht beim Orthoklas die Basis auf der Längsfläche genau senkrecht ($001:010 = 90°\,0'$), beim Albit ist dies nur nahezu der Fall ($001:010 = 93°\,36'$ resp. $86°\,24'$). Andere entsprechende Winkel sind: $110:1\bar{1}0 = 118°\,48'$ (*O.*) und $120°\,47'$ (*A.*); $110:001 = 112°\,13'$ (*O.*) und $110°\,50'$ resp. $114°\,42'$ (*A.*) etc.

Manche Krystallographen fassen den Begriff des Isomorphismus enger und betrachten nur solche Substanzen als isomorph, die in derselben Klasse oder doch wenigstens in demselben System krystallisieren. Zugehörigkeit zu verschiedenen Klassen dieses Systems wird wohl ziemlich allgemein gestattet.

Übrigens gibt es auch Beispiele von ebenso vollkommener Winkelübereinstimmung bei Substanzen, welche wohl gar keine näheren Beziehungen zueinander haben, wie z. B. Borax und Augit, bei denen die chemische Zusammensetzung gar keine Analogien bietet, und die also auch nicht als isomorph anzusehen sind (Iso-

gonismus). Dieses rein äußerliche Verhältnis besteht namentlich bei allen regulären Substanzen, bei welchen daher die Beurteilung der Frage, ob Isomorphismus vorliegt oder nicht, besondere Schwierigkeiten hat. Hier müssen dann besonders die isomorphen Mischungen und Fortwachsungen ins Auge gefaßt werden (288, 289). Jedenfalls sieht man, daß Übereinstimmung der Krystallform allein nicht als Beweis für Isomorphismus gelten kann, so wenig wie Übereinstimmung der chemischen Formel allein.

286. Physikal. Verhalten isom. Körper. Vergleicht man die physikalischen Eigenschaften isomorpher Mineralien, so findet man auch in dieser Beziehung vielfach große Analogie. So sind besonders die Blätterbrüche häufig dieselben, z. B. in der Kalkspatreihe, wo durchweg den Flächen der obenerwähnten Rhomboeder mit Endkantenwinkeln von 105° 5′ etc. vollkommene Spaltbarkeit entspricht. Ebenso finden sich in der Schwerspatreihe Blätterbrüche parallel den Flächen des Prismas, dessen Winkel oben angegeben sind, und eine weitere Spaltbarkeit geht senkrecht zu den Prismenflächen. Aber die Blätterbrüche sind nicht in allen Fällen in dieser Weise analog, so gehen z. B. den Flächen des Granatoeders bei der Zinkblende vollkommene Blätterbrüche parallel, bei der damit isomorphen Manganblende nicht. Dagegen hat letzteres Mineral vollkommene hexaedrische Spaltbarkeit, ersteres nicht. Wie Blätterbrüche verhalten sich auch Gleitflächen.

In Beziehung auf die optischen Verhältnisse zeigen die Glieder der isomorphen Reihen vielfach sehr große Übereinstimmung, häufig ist dies auch weniger der Fall. So sind z. B. alle Mineralien der Kalkspatreihe negativ und sehr stark doppeltbrechend. Bei allen Mineralien der Schwerspatreihe liegen die Elastizitätsachsen $\mathfrak{a}$, $\mathfrak{b}$, $\mathfrak{c}$ ganz gleich. Die kleine Diagonale des Spaltungsprismas (Krystallachse a) ist positive Mittellinie, Achsenebene ist die Ebene ac, bei allen ist $\varrho < v$, nur der Achsenwinkel ist nicht bei allen derselbe. In anderen Fällen ist die Übereinstimmung weniger groß. Beim rhombischen Aragonit ist die Vertikalachse c die negative Mittellinie, bc ist Achsenebene und $\varrho < v$. Bei den damit isomorphen Witherit und Weißbleierz ist noch c Mittellinie und negativ, aber ac ist Achsenebene und $\varrho > v$. Bei den isomorphen triklinen Feldspäten Albit und Anorthit liegen die entsprechenden Elastizitätsachsen sehr verschieden, wie überhaupt isomorphe Krystalle des triklinen Systems in Bezug auf ihre optischen Verhältnisse wenig Übereinstimmung zeigen.

287. Isodimorphismus. Wichtig sind die sogenannten isodimorphen Reihen, die gleichzeitig Isomorphismus und Dimorphismus zeigen. Sie entstehen dadurch, daß eine Substanz dimorph ist und daß sich an jede ihrer heteromorphen Modifikationen andere damit isomorphe Substanzen anschließen. Ein bekanntes Beispiel dieser Art ist die isodimorphe Reihe des $CaCO_3$. Diese Verbindung ist dimorph

und krystallisiert rhomboedrisch als Kalkspat, rhombisch als Aragonit. An jede dieser beiden Modifikationen schließen sich einige andere, je damit isomorphe Mineralien an, die isomorphe Reihe des Kalkspats und die des Aragonits bildend, so daß man folgende isodimorphe Gruppe erhält:

$CaCO_3$. dimorph. {
Kalkspat; damit isomorph: $MgCO_3$, Talkspat; $FeCO_3$, Eisenspat; $MnCO_3$, Manganspat; $ZnCO_3$, Zinkspat; $NaNO_3$, Natronsalpeter.
Aragonit; damit isomorph: $BaCO_3$, Witherit; $SrCO_3$, Strontianit; $PbCO_3$, Weißbleierz; KNO_3, Kalisalpeter.

Eine andere isodimorphe Reihe ist die von As_2O_3 und Sb_2O_3. Jede Verbindung für sich ist dimorph, regulär und rhombisch (Sb_2O_3), resp. monoklin in sehr nahe übereinstimmenden Formen (As_2O_3). Je die gleich krystallisierten sind isomorph.

	regulär	rhombisch (resp. monoklin)
	heteromorph	
Sb_2O_3 (dimorph) —	Senarmontit	Antimonblüte (rhombisch)
	isomorph mit	isomorph mit
As_2O_3 (dimorph) —	Arsenblüte	Claudetit (monoklin)
	heteromorph.	

288. Isomorphe Fortwachsung. Die chemische Ähnlichkeit isomorpher Substanzen, welche in der Formel ihren Ausdruck findet, tritt in einer anderen Erscheinung besonders klar hervor, welche daher als wichtiges Kriterium des Isomorphismus anzusehen ist. Es ist dies die Fähigkeit zusammen zu krystallisieren, oder mit anderen Worten, *isomorphe Fortwachsungen* und *isomorphe Mischungen* zu bilden.

Bringt man einen Krystall in eine Lösung seiner eigenen Substanz, so wächst er darin fort, indem sich an seiner Oberfläche neue Schichten derselben Substanz ablagern. Die Oberfläche behält so stets wesentlich dieselbe Krystallform bei, und jede Fläche der neuen Schicht ist der betreffenden der alten Oberfläche parallel. Ein kleines Oktaeder von Alaun z. B. wächst in einer Alaunlösung fort, wobei sich seine oktaedrische Gestalt nicht verändert.

Ganz analog verhält es sich, wenn man einen Krystall in die Lösung einer mit ihm isomorphen Substanz hängt; er wächst in derselben fort wie in einer Lösung seiner eigenen Substanz. An seiner Oberfläche lagern sich ebenfalls neue Schichten ab, und zwar nun der isomorphen Substanz, so daß unter Umständen der alte Krystall vollständig als Kern in der neugebildeten isomorphen Schale stecken kann, wenn die Überwachsung über die ganze Oberfläche hin erfolgt ist. Dabei ist die Begrenzung der Schale krystallographisch ebenso orientiert, wie die des Kerns. Allerdings können die entsprechenden

Flächen im allgemeinen nicht mehr bei beiden genau parallel sein, weil ja die Winkel isomorpher Krystalle im allgemeinen nur sehr ähnlich, nicht gleich sind. Meist sind einige Flächen und Kanten in dem Kern und der Überwachsungskruste genau parallel, und die anderen Flächen etc. machen in beiden kleine Winkel miteinander; nur bei regulären Substanzen ist die Oberfläche des Kerns mit derjenigen der isomorphen Schale stets vollkommen parallel. Diese Erscheinung nennt man die *isomorphe Schichtung* oder *Fortwachsung*. Sie kommt im allgemeinen bei nicht isomorphen Substanzen nicht vor (siehe unten), sie kann daher als ein Beweis für Isomorphismus aufgefaßt werden z. B. beim Kalkspat und Natronsalpeter, Aragonit und Kalisalpeter etc.

Ein bekanntes Beispiel ist die Überrindung eines roten oktaedrischen Krystalls von Chromalaun in einer Lösung des durchsichtigen farblosen gewöhnlichen Alauns. Das ursprüngliche Oktaeder vergrößert sich fortwährend. Der Krystall bleibt stets oktaedrisch, und jede Fläche des Oktaeders des Kerns ist (weil die Krystalle regulär sind) genau parallel der entsprechenden Fläche des Oktaeders der Rinde.

Aber auch bei Krystallen natürlich vorkommender Mineralien findet man diese isomorphe Fortwachsung, und solche durch Übereinanderwachsen isomorpher Substanzen entstandene Schichtkrystalle sind nicht selten. Häufig wiederholt sich sogar die Schichtung öfters, so daß der ganze Krystall aus einer großen Anzahl dünner Lagen aufgebaut erscheint, die sich dann, oft allerdings erst unter dem Mikroskop, und zwar durch ihre etwas verschiedene Beschaffenheit mehr oder weniger deutlich voneinander abheben. Hierauf beruht bei den Krystallen zahlreicher Mineralien die Zonarstruktur (178), z. B. bei den Augiten, Feldspaten etc., die in den Gesteinen als Gemengteile auftreten. Deutlich mit bloßem Auge sichtbare Beispiele natürlicher isomorpher Fortwachsungen sind u. a. die folgenden: Talkspatkrystalle tragen einen parallel orientierten Überzug von Kalkspat, tonerdereicher und eisenoxydreicher Epidot, Epidot und Orthit, verschieden zusammengesetzte und gefärbte Turmaline etc. sind in dieser Weise verbunden. Solche Übereianderwachsungen sind von besonderer Wichtigkeit, weil bei ihnen die isomorphen Substanzen ungemischt nebeneinander liegen und getrennt untersucht werden können.

(Kopp, Ber. d. deutsch chem. Ges. Bd. 12, 1879, pag. 868.)

Diese Parallelverwachsung isomorpher Krystalle ist nicht zu verwechseln mit der orientierten regelmäßigen Verwachsung nicht isomorpher Krystalle, wie Staurolith und Cyanit, Rutil und Eisenglanz etc. (173), welche weder in ihrer Krystallform noch in ihrer Zusammensetzung nähere Beziehungen zueinander erkennen lassen.

289. Isomorphe Mischungen. Befinden sich zwei (oder mehr) isomorphe Substanzen, z. B. gewöhnlicher Alaun und Chromalaun gleichzeitig in derselben Flüssigkeit gelöst und es scheiden sich aus dieser Lösung Krystalle aus, so enthalten diese beide isomorphe Substanzen nebeneinander, z. B. die beiden Alaune, aber nicht etwa in mechanischer Mengung, sondern die Krystalle sind vollkommen homogen und die Vereinigung der isomorphen Substanzen hat schon im Molekül stattgefunden. Solche von verschiedenen isomorphen Körpern gleichzeitig gebildete Krystalle sind die *isomorphen Mischungen*. Diese haben wieder dieselbe Krystallform wie die Grundverbindungen, aus

denen sie gebildet sind (290). Etwas Ähnliches beobachtet man nicht, wenn zwei nicht isomorphe Substanzen, z. B. $NaCl$ und $NaNO_3$ in derselben Flüssigkeit gelöst sind. Es scheiden sich hier beim Krystallisieren die Krystalle beider Substanzen ganz getrennt voneinander aus. Die Mischung in der angedeuteten Weise kann also wie das parallele Fortwachsen als ein Beweis für den Isomorphismus der betr. Substanzen gelten. Für manche isomorphe Substanzen ist die Möglichkeit der Mischung ganz unbeschränkt: sie können in jedem beliebigen Verhältnis zusammen krystallisieren, wie z. B. die Plagioklase (Albit und Anorthit). In anderen Fällen hat die Mischbarkeit eine Grenze; ein Krystall vermag nur höchstens gewisse, oft ganz geringe Mengen einer isomorphen Substanz aufzunehmen. In dieser Weise verhalten sich die beiden Rotgültigerze von der Zusammensetzung: Ag_3SbS_3 und Ag_3AsS_3.

In chemischer Beziehung sind die isomorphen Mischungen dadurch charakterisiert, daß sich die Grundverbindungen in sehr wechselnden Verhältnissen vereinigen, so daß also in den verschiedenen Mischkrystallen zweier isomorpher Substanzen die in ihnen vorhandenen isomorphen Elemente in den verschiedensten relativen Mengen nebeneinander vorkommen können. Allerdings wird in manchen Fällen ein bestimmtes Mischungsverhältnis besonders häufig, ja fast ausschließlich angetroffen, z. B. beim Dolomit, wo in den Krystallen die beiden isomorphen Grundverbindungen $CaCO_3$ und $MgCO_3$ meist in einer gleichen Zahl von Molekülen vorhanden sind (sog. Normaldolomit, $CaCO_3 + MgCO_3$). Dieser wird daher auch oft als ein Doppelsalz von der konstanten Zusammensetzung: $CaMgC_2O_6$ angesehen, dem dann bei einem anderen Mischungsverhältnis noch Calcium- oder Magnesiumkarbonat beigemischt sein müßte. Für diese beiden Karbonate wären dann, um eine Übereinstimmung der Formeln herbeizuführen, die Moleküle zu verdoppeln: $Ca_2C_2O_6$ (oder $CaCaC_2O_6$) und $Mg_2C_2O_6$ ($MgMgC_2O_6$).

Das schwankende Mischungsverhältnis unterscheidet die isomorphen Mischungen von den Doppelsalzen, in welchen ebenfalls gleichzeitig mehrere Metalle nebeneinander vorhanden und mit derselben Säure verbunden sind, z. B. $K_2SO_4 . MgSO_4 . 6H_2O$. Hier sind aber K und Mg nicht isomorphe Elemente in einer Mischung, sondern sie sind Teile einer konstanten Verbindung, eines Doppelsalzes, in welchem ihre Atome immer und jederzeit im nämlichen Verhältnis 2 : 1 nebeneinander vorkommen.

Die Formel isomorpher Mischungen kann man in verschiedener Weise ausdrücken. So schreibt man z. B. den Dolomit, der aus $CaCO_3$ und $MgCO_3$ gemischt ist: $(Ca, Mg)CO_3$, oder, da die Mischung meist zu gleich vielen Molekülen stattfindet: $(\frac{1}{2} Ca, \frac{1}{2} Mg) CO_3$, oder man schreibt die allgemeine Formel: RCO_3, $R = Ca, Mg$, oder: $R = \frac{1}{2} Ca + \frac{1}{2} Mg$, oder $2R = Ca + Mg$; oder man schreibt endlich ausführlich: $CaCO_3 + MgCO_3$, wobei etwaige andere Mischungsverhältnisse unter der Form: $\frac{2}{3} CaCO_3 + \frac{1}{3} MgCO_3$ oder $2CaCO_3 + MgCO_3$ an-

gedeutet werden. Die Mischungsverhältnisse sind oft sehr kompliziert und nicht durch einfache Zahlen auszudrücken, man gibt dann die Mischung meist nur angenähert durch nahestehende kleinere Zahlen an. Schematisch kann man sich eine solche isomorphe Mischung so entstanden denken, daß für einen Teil eines darin vorhandenen Elements, also z. B. beim Dolomit für einen Teil des *Ca*, eine äquivalente Menge des isomorphen *Mg* in die Verbindung $CaCO_3$ eingetreten ist. Die isomorphen Elemente einer Reihe vertreten sich also in den Mischungen gegenseitig, man nennt sie daher auch *vicariierende* Elemente oder Bestandteile.

Unter den Mineralien gibt es nur sehr wenige, die eine ganz bestimmte chemische Verbindung in voller Reinheit ohne jede isomorphe Beimischung darstellen. Im Gegensatz dazu sind isomorphe Mischungen äußerst verbreitet, und die Zusammensetzung vieler Krystalle läßt sich nur mit ihrer Hilfe begreifen. So gibt es vollkommen homogene rhomboedrisch krystallisierte Mineralien, welche CaO, MgO, FeO, MnO und CO_2 enthalten, und zwar in sehr komplizierten, von einem Exemplar zum anderen schwankenden Mengenverhältnissen; sie erweisen sich als isomorphe Mischungen von $CaCO_3$, $MgCO_3$, $FeCO_3$, $MnCO_3$. Die triklinen Feldspäte enthalten neben SiO_2 und Al_2O_3 besonders noch Na_2O und CaO und zwar in sehr wechselnden Mengen; alle aber lassen sich als isomorphe Mischungen von m Mol. Albit ($Na_2Al_2Si_6O_{16}$) und n Mol. Anorthit ($CaAl_2Si_2O_8$) auffassen. Ähnliche derartige Mischungen sind die Turmaline, die Epidote, Skapolithe, Fahlerze; kurz eine sehr große, ja die überwiegende Menge der Mineralien sind in dieser Weise gemischt, und zwar nicht selten aus Grundverbindungen, welche isoliert gar nicht bekannt sind, die man aber aus den Mischungen berechnen kann, und deren Krystallform durch die der Mischung selbst ebenfalls wenigstens annähernd gegeben ist (indirekter oder versteckter Isomorphismus).

So ist z. B. der *Pisanit* ein monokliner *Cu*-haltiger Eisenvitriol, der als isomorphe Mischung: $mFeSO_4 . 7\,H_2O + nCuSO_4 . 7\,H_2O$ zu betrachten ist. $CuSO_4 . 7\,H_2O$ ist isoliert nicht bekannt; es folgt aus der Existenz des Pisanits, daß es eine diesem und dem Eisenvitriol selbst sehr nahe stehende Krystallform haben müßte.

Aus isomorphen Beimischungen erklärt sich auch der Umstand, daß häufig in vollkommen homogenen und im mechanischen Sinne reinen Mineralien, in denen das Mikroskop keine Spur von Beimengung erkennen läßt, geringe Quantitäten von fremden „Verunreinigungen“ bei der Analyse sich finden. So gibt es kaum einen Kalkspat, der nicht Spuren von *Mg*, d. h. eine Beimischung von $MgCO_3$ zum $CaCO_3$ enthielte; keinen Albit ohne etwas *Ca* und *K*, keinen Anorthit ohne *Na*, weil immer dem Albit etwas Anorthit und Orthoklas beigemischt ist und umgekehrt etc.

Von Manchen wird beim Isomorphismus das Hauptgewicht auf die Mischungen gelegt und zwei Substanzen nur dann als isomorph anerkannt, wenn die physikalischen (und krystallographischen) Eigenschaften ihrer Mischkrystalle kontinuierliche Funktionen ihrer chemischen Zusammensetzung bilden d. h. den Mischungsverhältnissen proportional sind.

290. Krystallographisches und physikalisches Verhalten von Mischkrystallen. Durch isomorphe Beimischungen werden die Eigenschaften der Grundverbindungen mehr oder weniger stark verändert. Dies geschieht im allgemeinen dem Mischungsverhältnis gemäß, so daß die Eigenschaften des Mischkrystalls zwischen denen der Grundverbindungen liegen und zwar näher derjenigen, die in größerer Menge vorhanden ist. Nicht selten sind sie dem Mischungsverhältnis genau proportional, so daß sich aus ihm und den Konstanten der Grundverbindungen die entsprechenden Konstanten der Mischkrystalle berechnen lassen. Im Gegensatz dazu liegen aber auch in einigen Fällen die Eigenschaften der Mischkrystalle nicht zwischen, sondern völlig außerhalb denen der Grundverbindungen.

Was die *Krystallisation* betrifft, so findet man nicht selten, daß die isomorphen Mischungen nur sehr schwer Krystalle bilden, wenn dies auch bei den Grundverbindungen für sich sehr leicht geschieht. Die Formen der Mischkrystalle sind, wie wir gesehen haben, gleich oder ähnlich denen der Grundverbindungen; entsprechende Winkel sind innerhalb der bei isomorphen Substanzen überhaupt beobachteten Differenzen einander und denen der Grundverbindungen gleich (285). Meist liegen die Winkel der Mischungen zwischen den entsprechenden Winkeln der Grundverbindungen, so ist z. B. der Winkel an der Endkante eines Dolomitrhomboeders $CaCO_3 + MgCO_3 = 106^\circ\ 15'$, zwischen den Winkeln beim Kalkspat $CaCO_3$ ($105^\circ\ 5'$) und beim Talkspat $MgCO_3$ ($107^\circ\ 24'$). Manchmal ändern sich die Winkel der Mischungen dem Mischungsverhältnis proportional, z. B. gerade in der Kalkspatreihe; der Endkantenwinkel des Dolomitrhomboeders steht genau in der Mitte zwischen denen des Kalkspats und des Talkspats, entsprechend der Mischung beider in gleichen Verhältnissen. Manchmal ändern sie sich regellos innerhalb der Werte bei den Grundverbindungen, und manchmal allerdings liegen dieselben auch ganz außerhalb der durch die entsprechenden Winkel der Grundverbindungen gegebenen Grenzen. Letzteres ist u. a. bei dem Barytocoelestin der Fall, einer isomorphen Mischung von Coelestin ($SrSO_4$) und Schwerspat ($BaSO_4$), wie aus der Vergleichung der Achsenverhältnisse hervorgeht. Es ist:

beim Coelestin $a : b : c = 0{,}7789 : 1 : 1{,}2800$;
„ Barytocoelestin: $= 0{,}7666 : 1 : 1{,}2534$;
„ Schwerspat $= 0{,}8152 : 1 : 1{,}3136$.

Die *physikalischen* Verhältnisse der Mischkrystalle sind eben-

falls häufig innerhalb der bei der Betrachtung der physikalischen Eigenschaften isomorpher Körper überhaupt gefundenen Grenzen (286) einander gleich. Die Blätterbrüche stimmen häufig mit denen der Grundverbindungen überein, z. B. in der Kalkspatreihe. Die optischen Verhältnisse der Mischkrystalle sind denen der Grundverbindungen analog, wenn diese selbst analog sind. So sind z. B. alle Mischkrystalle der Kalkspatreihe negativ, gerade wie alle Grundverbindungen derselben, und haben sehr starke Doppelbrechung. Zeigen die Grundverbindungen Verschiedenheiten, so beobachtet man nicht selten bei den Mischkrystallen, daß z. B. die optischen Eigenschaften sich um so mehr denen des einen Endglieds nähern, je mehr von demselben in der Mischung vorhanden ist. In optischer Beziehung besteht so ein ganz stetiger und allmählicher Übergang von einem zum anderen Ende, ebenso wie in chemischer, was sich besonders in der Größe des Achsenwinkels und in der Lage der Elastizitätsachsen gegen die Begrenzungselemente der Krystalle zu erkennen gibt. Dies ist z. B. besonders bei der Untersuchung der Plagioklase, der isomorphen Mischungen von Albit und Anorthit nachgewiesen worden. Bei ihnen hat man eine so innige Beziehung zwischen der chemischen Zusammensetzung und dem optischen Verhalten und so allmähliche kontinuierliche Änderungen der optischen Eigenschaften mit der Zusammensetzung beobachtet, daß man aus dem relativen Gehalt an *Ca* und *Na* auf die Lage der optischen Elastizitätsachsen schließen kann, und umgekehrt. Es hat sich dabei herausgestellt, daß man bei solchen Vergleichungen in erster Linie die Lage der Elastizitätsachsen in Betracht ziehen muß, und daß der Charakter der Doppelbrechung und die Dispersion unwesentlich sind, da die Winkel der optischen Achsen sich mit dem Mischungsverhältnis ändern, und so bei einer gewissen Zusammensetzung an einer Achse als Mittellinie ein dem rechten naher spitzer, bei einer nur wenig anderen Zusammensetzung an derselben Achse und in derselben Ebene ein ebensolcher stumpfer Achsenwinkel auftreten kann, womit der Charakter der Doppelbrechung in das Gegenteil umschlägt. Ebenso geht damit $\varrho > v$ in $\varrho < v$ über, und umgekehrt. (Vergl. Schuster bei Plagioklas.)

In neuerer Zeit hat man namentlich auch die spezifischen Gewichte isomorpher Mischungen eingehend untersucht und vielfach eine Proportionalität derselben mit der chemischen Zusammensetzung feststellen können, doch ist dies keineswegs immer der Fall.

IV. Abschnitt.

Vorkommen, Entstehung und Umwandlung der Mineralien.

291. Entstehung der Mineralien. Die Entstehung der Mineralien geht nach den in der Chemie gelehrten Prozessen vor sich; es sind durchaus chemische Vorgänge, welche hierbei in Frage kommen, die einmal von den in Wirksamkeit tretenden Stoffen, sodann von den durch die geologischen Verhältnisse bedingten Umständen abhängen, unter welchen die Substanzen miteinander in Berührung kommen und in Verbindung treten.

Wenn eine dabei sich bildende Substanz überhaupt fähig ist zu krystallisieren, so werden Krystalle entstehen, und zwar im allgemeinen um so schöner ausgebildet und größer, je langsamer, stetiger und ungestörter der Prozeß vor sich gehen konnte, um so kleiner und unvollständiger dagegen, je rascher dies der Fall war. Häufig haben aber die bei der Entstehung eines krystallisierten Minerals herrschenden Umstände die Ausbildung von Krystallflächen ganz verhindert, es entstanden dann derbe Aggregate (187). Ja manchmal kann sogar eine an sich krystallisationsfähige Substanz völlig verhindert werden, sich überhaupt krystallinisch auszubilden, sie kann durch die bei ihrer Festwerdung herrschenden Umstände gezwungen werden, den amorphen Zustand anzunehmen.

Die in der Natur als Mineralien sich findenden Substanzen lassen sich vielfach mit allen wesentlichen Eigenschaften der natürlichen Mineralien in den Laboratorien herstellen, man kann die Mineralien also künstlich nachbilden, oder, wie man unzutreffend sagt, viele Mineralien lassen sich künstlich darstellen (Mineralsynthese). Es wäre aber unrichtig zu glauben, daß die Art und Weise, wie man ein solches „künstliches Mineral“ im Laboratorium erzeugt hat, auch stets diejenige ist, auf welche die entsprechende Mineralsubstanz sich in der Natur gebildet hat; oder umgekehrt, daß man ein Mineral, welches man auf eine bestimmte Weise durchaus nicht künstlich nachbilden

kann, auch in der Natur nie so entstanden sei. Die Bedingungen, welche bei den Mineralbildungsprozessen in der Natur obgewaltet haben, lassen sich eben nicht immer in Bezug auf alle Einzelheiten, z. B. des Druckes, der Temperatur etc., künstlich wiederholen.

So kann man z. B. Quarz künstlich nicht durch Auskrystallisieren aus einem Schmelzfluß erhalten. Dagegen findet man dieses Mineral häufig als Gemengteil von Gesteinen, welche nach der ganzen Art ihres Vorkommens als erstarrte Laven zu betrachten sind, so daß hier die natürliche Bildung des Quarzes aus einem Schmelzfluß unzweifelhaft ist. Schwerspat, $BaSO_4$, kann man sehr leicht künstlich durch Zusammenschmelzen von $BaCl_2$ und K_2SO_4 herstellen; die Art und Weise des Vorkommens des natürlichen Schwerspats ist aber derart, daß er auf diese Weise niemals entstanden sein kann, sondern daß er als Absatz aus wäßriger Lösung anzusehen ist, wie er sich übrigens künstlich ebenfalls herstellen läßt.

Wenn man ein richtiges Urteil über die Bildung der Mineralien in der Natur gewinnen will, muß man nicht allein die chemischen Prozesse ins Auge fassen, welche überhaupt zur Entstehung der betreffenden Verbindung führen können, sondern man muß auch die Bildungsweise der so vielfach heutzutage noch unter unseren Augen entstehenden Mineralien studieren und man muß vor allem berücksichtigen, wie die Mineralien in der Natur vorkommen, wie sie sich in der Erdkruste finden, wie sie gelagert, wie sie mit anderen Mineralien vergesellschaftet sind etc. Man wird danach in den meisten Fällen ohne weitere Versuche die allgemeinen Verhältnisse ermitteln können, welche bei der Entstehung des betreffenden Minerals obgewaltet haben, ob primäre Entstehung durch Niederschlag aus Wasser, durch Erstarrung aus Schmelzfluß oder durch Verdichtung aus Gasen und Dämpfen (Sublimation); ob sekundäre Bildung durch Umwandlung eines präexistierenden anderen Minerals etc. vorliegt. Sache der chemischen Forschung bleibt es dann, das Detail des Vorgangs aufzuklären, aber auch das immer im Hinblick auf das Vorkommen der Mineralien. Man darf dabei nicht vergessen, daß ein und dasselbe Mineral oft in verschiedener Weise in der Erdkruste sich findet und demgemäß auch in verschiedener Weise entstanden ist. So findet sich Quarz außer eingewachsen in jenen Laven auch aufgewachsen auf Drusenräumen mancher Gesteine, wo er nach seinem ganzen Verhalten nur durch Absatz aus wäßriger Lösung sich gebildet haben kann. Bei manchen Mineralien ist die Art der Entstehung noch in Dunkel gehüllt. Vollkommene Klarheit darüber auch in den Einzelheiten ist nur vorhanden, wenn die Versuche künstlicher Nachbildung unter den durch das Vorkommen angedeuteten Verhältnissen gelingen, aber auch da läßt sich manchmal noch denken, daß nicht ein Weg der Entstehung der allein mögliche ist, sondern daß vielleicht doch auch noch andere zum Ziele führen und bei Entstehung des Minerals wirklich zum Ziele geführt haben.

Es sollen demnach im folgenden die Prozesse erläutert werden, die bei der Bildung der Mineralien wirksam gewesen sind. Zunächst ist es aber erforderlich, eine Darstellung der Art und Weise ihres Vorkommens in der Natur zu geben. Dies ist ja nicht nur zur Beurteilung der Entstehung der Mineralien wichtig, sondern es gehört überhaupt, wie wir schon oben (1) gesehen haben, notwendig mit zu einer vollständigen Kenntnis derselben. Es handelt sich hierbei nicht bloß darum, wie die Mineralien in der Erdkruste angeordnet sind und wie sie sich an deren Aufbau beteiligen (Lagerungslehre, Topik), sondern auch um die Verbreitung derselben in den verschiedenen Gegenden der Erde (Topographie der Mineralien).

(Lit. vergl. (3) *G.*, ferner: Bischof, Chemische und physikalische Geologie, sowie Roth, Allgemeine und chemische Geologie.)

292. Verbreitung der Mineralien. Die Mineralien sind in sehr verschiedener Weise verbreitet. Manche, wie Quarz, Feldspat, Kalkspat etc. sind über die ganze Erde hin bekannt und an sehr vielen Stellen in Massen vorhanden, letzterer für sich allein ganze Gebirge bildend. Manche andere sind zwar ebenfalls sehr weithin verbreitet, nicht weniger wie die vorigen, aber sie finden sich fast überall nur sparsam, höchstens stellenweise in größeren Mengen, z. B. Apatit, Schwefelkies etc. Andere, wie z. B. Kryolith, kommen nur an einer oder wenigen Stellen vor, dort aber massenhaft. Die meisten finden sich nur an wenigen Orten und auch dort nur spärlich, wie z. B. Diamant, Gadolinit, Euklas etc. Man unterscheidet danach die intensive und die extensive Verbreitung der Mineralien. Unter allen Umständen ist aber das Auftreten von Mineralien an irgend einer Stelle nur Folge der dortigen geologischen Verhältnisse, und die Verbreitung derselben gehorcht in keiner Weise irgend einer davon unabhängigen geographischen Gesetzmäßigkeit.

293. Vorkommen der Mineralien. Die feste Erdkruste wird, wie wir wissen, zum allergrößten Teil von Mineralien aufgebaut. Deren Fundstellen werden die *Lagerstätten* derselben genannt, wobei aber nicht bloß der Ort, sondern auch die spezielle Weise des natürlichen Vorkommens ins Auge zu fassen ist. Diese Lagerstätten sind von verschiedener Art. Es sind die Gesteine und die sogenannten besonderen Lagerstätten.

Die Mineralien sind allermeist zu geologisch selbständigen Körpern vereinigt, die, auf mehr oder weniger große Erstreckung gleich beschaffen und im wesentlichen von derselben Zusammensetzung, an zahlreichen Orten wiederkehren. Derartige Mineralmassen, gewissermaßen die Bausteine, aus denen die Erdkruste aufgebaut ist, werden als *Gesteine* oder *Felsarten* bezeichnet. Die Mineralien, die

die Bestandteile oder Gemengteile derselben bilden, haben ihre Lagerstätte in diesen und sind auf dieselbe Weise wie sie und gleichzeitig mit ihnen entstanden.

Andererseits finden sich die Mineralien auch vielfach derart, daß sie zwar in irgend einer Weise mit einem Gestein verbunden sind, ohne aber zu dessen Bestand zu gehören. Sie haben sich durch irgend einen von dem des Gesteins unabhängigen Bildungsvorgang entweder in diesem selbst und rings von ihm umschlossen oder an dessen Oberfläche oder auch auf den Wänden von Hohlräumen im Innern desselben nachträglich angesiedelt, als es schon fertig und mehr oder weniger fest geworden war. Diese Arten des Vorkommens werden als die *besonderen Lagerstätten* der betreffenden Mineralien bezeichnet. Ein und dasselbe Mineral kann hier als Bestandteil eines Gesteins, dort auf einer solchen besonderen Lagerstätte in der Erdkruste auftreten. Zwischen diesen beiden Arten des Vorkommens wird indessen keineswegs ein scharfer Unterschied gemacht. So pflegt man zu den besonderen Lagerstätten namentlich auch die Imprägnationen (295) zu rechnen, obwohl es sich hierbei meist um Gesteinsgemengteile handelt.

Nicht selten haben Minerallagerstätten nach ihrer Entstehung eine mehr oder weniger durchgreifende Veränderung und Umwandlung durch nachträgliche geologische Prozesse irgend welcher Art erlitten. Diese werden dann *metamorphische Lagerstätten* genannt. Hierher gehören u. a. die *Kontaktlagerstätten* (302). Bei ihnen hat ein Eruptivgestein auf das umgebende Nebengestein eingewirkt und in diesem an den Berührungsstellen beider, in ihrem Kontakt, die Umänderung des Nebengesteins und die Entstehung von neuen Mineralien in demselben veranlaßt. Ist die Umwandlung durch die Tätigkeit des Wassers, also durch hydrochemische Prozesse veranlaßt, so wird die Lagerstätte als eine *metasomatische* bezeichnet. Im folgenden soll das Vorkommen der Mineralien in der Erdkruste und ihre Entstehung genauer betrachtet werden.

Die Vorkommnisse von technisch-nutzbaren Mineralstoffen, von Erzen, Salz, Kohlen etc. werden unabhängig von den obigen Definitionen Lagerstätten, wenn sie geschichtet sind, Lager, Flötz etc. genannt, gleichgültig, ob diese Mineralien ein Gestein oder Bestandteile eines Gesteins bilden oder ob sie auf einer besonderen Lagerstätte in dem oben besprochenen Sinne gefunden werden. Man spricht so ohne Rücksicht auf die spezielle Art des Auftretens von einem mehr praktischen Gesichtspunkte aus von Erzlagerstätten, Salzlagerstätten oder kurz -Lagern etc.

294. Gesteinsgemengteile. Die ursprünglichen (primären) mineralischen Bestandteile (Gemengteile) der Gesteine sind von wesentlich gleicher Entstehung wie die Gesteine selbst, deren Bildung nach der Lagerung und nach anderen, meist geologischen Merkmalen in der großen

Mehrzahl der Fälle sich unzweifelhaft feststellen läßt. Die Kenntnis der Entstehung des ganzen Gesteins gibt uns dann gleichzeitig Kunde von der Entstehung der Bestandteile desselben.

Die Gesteine enthalten entweder lauter gleichartige Bestandteile (*einfache* Gesteine), z. B. kann ein Gestein aufgebaut sein aus lauter Kalkspatindividuen (der sog. Kalkstein und der Marmor); sie repräsentieren das massenhafte Vorkommen eines Minerals. In anderen Fällen ist das Gestein aus Individuen mehrerer Mineralspezies zusammengesetzt, (*gemengte* Gesteine) z. B. Granit aus Feldspat, Quarz und Glimmer; diese letzteren sind die Gemengteile. Man nennt sie *wesentliche* Gemengteile, wenn sie zur Existenz eines petrographisch bestimmt charakterisierten Gesteins notwendig gehören, so daß nicht mehr derselbe, sondern ein anderer Gesteinstypus vorliegen würde, wenn einer dieser Gemengteile fehlte. So besteht der Gneiß (wie der Granit) aus Feldspat, Quarz und Glimmer als wesentlichen Gemengteilen; fehlte eines derselben, z. B. Feldspat, so hätte man nicht mehr Gneiß vor sich, sondern Glimmerschiefer. Diesen wesentlichen gegenüber sind die *accessorischen* Gemengteile der Gesteine solche, welche nicht notwendig zu denselben gehören, welche aber zuweilen vorhanden sind, zuweilen nicht, in manchen Gesteinsvarietäten aber doch von charakteristischer Bedeutung sein können. So gibt es manche Gneiße, welche neben den genannten Gemengteilen Granat enthalten; der Granat ist also ein accessorischer Bestandteil eines solchen Gneißes, der in anderen Gneißen nicht vorhanden zu sein braucht. Ein und dasselbe Mineral kann in dem einen Gestein als wesentlicher, in einem anderen als accessorischer Gemengteil auftreten.

Die Zahl der in den Gesteinen wichtigen und verbreiteten Mineralien, welche entweder die wesentlichen oder die häufigeren accessorischen Bestandteile derselben bilden, ist nicht sehr groß; man nennt sie die *gesteinsbildenden* Mineralien. Es sind in der Hauptsache die folgenden: Quarz, Feldspat, Leucit, Nephelin, Augit, Hornblende, Glimmer, Olivin, Kalkspat, Dolomit, Steinsalz, Anhydrit und Gips als die meist wesentlichen, zu denen sich als von geringerer Bedeutung und gewöhnlich nur accessorisch auftretend gesellen: Sodalith und die Verwandten (Haüyn, Nosean), Granat, Turmalin, Zirkon, Spinell, Magneteisen, Chromeisen, Eisenglanz, Titanit, Apatit, Kiese, bes. Schwefelkies, auch Magnetkies. Die anderen Mineralien, weitaus die Mehrzahl der bekannten Spezies, finden sich nur so spärlich, daß sie im Aufbau der Erdkruste eine ganz untergeordnete Rolle spielen.

295. Struktur der Gesteine. Die Mineralbestandteile der Gesteine sind meist ganz unregelmäßig begrenzt, derb; ihre Form ist ihnen nicht eigentümlich, sie ist zufällig (xenomorphe, allotriomorphe

Gesteinsgemengteile). Sehr häufig haben aber auch manche Gemengteile eines Gesteins eine ganz regelmäßige Umgrenzung, die durch die der Substanz innewohnenden Kräfte zur Ausbildung gelangt ist; es sind Krystalle (idiomorphe, automorphe Gesteinsgemengteile). Die Gesteine sind die Hauptfundstätten der eingewachsenen Krystalle (185).

In den Gesteinen sind auch die Gemengteile in verschiedener Weise miteinander verbunden. Davon und von deren Form hängt die *Struktur* der Gesteine ab. Die bei ihnen beobachteten Strukturformen sind im allgemeinen die nämlichen, welche auch bei den krystallinischen Aggregaten vorkommen (187), nur eine oder die andere, z. B. die faserige, trifft man kaum an den Gesteinen. Dagegen beobachtet man bei ihnen einige besondere Strukturarten, z. B. die porphyrische, wo größere mehr oder weniger regelmäßig ausgebildete Krystalle in einer feinkörnigen oder dichten, auch glasigen, Grundmasse liegen. Auch ist in den Gesteinen nicht selten die Raumerfüllung unterbrochen, sie sind oftmals blasig mit regelmäßig rundlichen, elliptischen Hohlräumen, oder zellig (kavernös) mit großen, unregelmäßigen Löchern etc. (vergl. (300)). Die Struktur ist für die Unterscheidung der Gesteine und für die Beurteilung ihrer Entstehung höchst wichtig. Dasselbe Mineralgemenge, Feldspat, Quarz und Glimmer, bildet mit körniger Struktur den Granit, mit porphyrischer den davon sehr verschiedenen Felsit- oder Quarzporphyr.

Auch die Art und Weise, wie die accessorischen Mineralien in den Gesteinen verteilt sind, ist verschieden: bald sind es einzelne größere Krystalle (oder Krystallgruppen), z. B. Granat im Gneiß, Gips im Ton; bald eine große Menge kleiner Krystalle, welche mehr oder weniger gleichmäßig das ganze Gestein durchziehen oder an einzelnen Stellen in ihm besonders reichlich angehäuft sind. Partien eines Gesteins, wo solche kleine, oft mikroskopische Mineralteilchen in größerer Menge eingestreut sind, als ringsumher, nennt man *Imprägnationen* (185). Hierher gehören z. B. die sog. Fahlbänder, Imprägnationen von Kiesen in den norwegischen Gneißen und anderen krystallinischen Schiefern.

296. Lagerung der Gesteine. Von der größten Wichtigkeit für die Beurteilung der Entstehung der Gesteine und der dieselben zusammensetzenden Mineralien ist ihre *Lagerung*, die Art und Weise, wie sie in der Erdkruste miteinander verknüpft und gruppiert sind. Man hat in dieser Beziehung *geschichtete* und *massige* Gesteine zu unterscheiden.

Die ersteren, die *geschichteten* oder *Schichtgesteine*, bestehen aus einer mehr oder weniger bedeutenden Anzahl übereinanderliegender parallelflächig begrenzter Gesteinsplatten von größerer oder geringerer

Dicke (Mächtigkeit). Eine solche Platte heißt eine *Schicht*, die Begrenzungsflächen die *Schichtflächen*. Manche Schichten erstrecken sich über große Flächenräume, manche andere sind ringsum nicht sehr ausgedehnt und nehmen dann oft die Form einer flachen *Linse* an. Ist gleichzeitig die Mächtigkeit einer solchen linsenförmigen Schicht sehr beträchtlich, so wird sie als ein *Stock* bezeichnet. Man spricht in diesem Sinne von Gipsstöcken, Salzstöcken etc. (Stöcke von massigen Gesteinen siehe unten). Eine Anzahl übereinanderliegender Schichten bildet ein *Schichtensystem*. Alle Schichten eines Schichtensystems sind entweder von demselben Mineral oder Mineralgemenge gebildet, oder es wechseln Schichten von verschiedener mineralischer Natur miteinander ab. Wiederholen sich Schichten von verschiedener Beschaffenheit öfters in verschiedenen Niveaus eines Schichtensystems in derselben Weise, so daß je aus demselben Material gebildete Schichten mehrmals miteinander abwechseln, so findet eine sog. *Wechsellagerung* statt. Eine Schicht eines solchen Systems, welche aus einem anderen Gesteinsmaterial besteht als die anderen Schichten, nennt man ein *Flötz*, bes. wenn das Material der Schicht technisch nutzbar ist, z. B. Kohlenflötze, Eisensteinflötze etc. Die Art der Lagerung der geschichteten Gesteine ist genau dieselbe, wie die der unter unseren Augen entstehenden Absätze aus den verschiedenen an der Erdoberfläche vorhandenen Gewässern, namentlich aus dem Meere.

Den geschichteten gegenüber stehen die *massigen* Gesteine oder *Massengesteine*, welche eine solche schichtenförmige Gliederung nicht zeigen, sondern mehr aus einem Guß sind (von späteren Zerklüftungen abgesehen). Dieselben lagern regellos gegen die umgebenden Gesteine, welche sie meist quer durchsetzen (durchgreifende Lagerung). Namentlich durchschneiden sie, wenn sie in Verbindung mit Schichtgesteinen stehen, meist die Schichten derselben unter beliebigen Winkeln. Sie sitzen häufig als umfangreiche, unregelmäßig begrenzte, nach allen Horizontalrichtungen ziemlich gleichmäßig ausgedehnte Massen in dem umgebenden Gestein (*Stöcke*), oder sie erfüllen mehr oder weniger mächtige Spalten in den Gesteinen (*Gesteinsgänge*), oder sie sind in ringsum ausgedehnten *Decken* an der Oberfläche der Erde ausgebreitet, oder sie ziehen sich als *Ströme* mehr nach einer Richtung in die Länge. Diese Lagerungsformen stehen vielfach miteinander in Verbindung. Von einem Stock gehen häufig Gänge desselben Gesteins nach allen Richtungen aus; Gänge breiten sich an der Stelle, wo sie die Erdoberfläche erreichen, zu Strömen und Decken aus etc. An der Erdoberfläche ragen solche Gesteine häufig als *Kuppen* über die Umgebung empor, und diese Kuppen sind nicht selten durch einen gangartig in die unterliegenden Gesteine sich hinein erstreckenden Stiel oder durch einen eigentlichen Gang mit dem Innern der Erde verbunden. Solche

Lagerungsverhältnisse beobachtet man bei den in glühendflüssigem Zustand aus dem Erdinnern herausbrechenden Laven und ihren Erstarrungsprodukten.

297. Material und Entstehung der Gesteine. Untersucht man das Material, aus dem diese beiden nach der Lagerung verschiedenen Arten von Gesteinen gebildet sind, so findet man, daß die massigen Gesteine fast ausschließlich aus SiO_2-haltigen Mineralien bestehen: Feldspat, Glimmer, Augit, Hornblende, Quarz etc., neben denen vielfach noch amorphe glasartige Gesteinspartikel in größerer oder geringerer Menge auftreten, alles so, wie man es bei unzweifelhaft aus feurigem Fluß erstarrten Lavengesteinen jetzt noch tätiger Vulkane beobachtet. Man darf daher, in Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse (296), unbedenklich den Massengesteinen dieselbe Entstehung zuschreiben und sie als Erstarrungsprodukte von in glühendem Fluß aus dem Erdinnern emporgedrungenem Gesteinsmagma betrachten. Man nennt sie daher *Eruptivgesteine.*

Eine Anzahl derselben: Granit, Diorit, Syenit etc., sind, ohne im geschmolzenen Zustand die Erdoberfläche zu erreichen, auf ihrem Weg nach oben schon in der Tiefe der Erdkruste erstarrt und nur dadurch jetzt an der Oberfläche sichtbar geworden, daß die überlagernden Gesteinsmassen durch Verwitterung etc. entfernt wurden. Dies sind die *Tiefengesteine* (plutonischen Gesteine), denen, soweit sie heute an der Erdoberfläche erscheinen, zum großen Teil ein hohes geologisches Alter zukommt. Neben ihnen gibt es andere Eruptivgesteine, wie die Diabase, Felsitporphyre, Trachyte, Basalte etc., bei denen das glühend flüssige Magma, aus dem sie entstanden sind, bis zur Erdoberfläche gelangte und hier Eruptionsvorgänge veranlaßte, wie wir sie an den noch jetzt tätigen Vulkanen beobachten. Derartige Gesteine sind von den Laven heutiger Vulkane in keinem wesentlichen Punkt verschieden, und manche von ihnen sind sogar mit Laven heutiger Vulkane in jeder Hinsicht übereinstimmend. Es sind die *Ergußgesteine* (Effusiv- oder vulkanische Gesteine). Nach der Zeit ihrer Entstehung sind sie sehr verschieden und werden danach in alte (bis zur Tertiärformation: Diabase, Porphyre etc.) und junge (tertiär bis zur Jetztzeit: Trachyte, Basalte etc.) eingeteilt. Die Ergußgesteine unterscheiden sich in manchen Eigenschaften der Bestandteile, der Struktur und der Lagerung in charakteristischer Weise wesentlich von den Tiefengesteinen. Ein wichtiger Unterschied besteht u. a. darin, daß nur die vulkanischen Gesteine, die Ergußgesteine, nicht aber die Tiefengesteine, infolge der an der Erdoberfläche sich abspielenden Eruptionsvorgänge mit *vulkanischen Trümmergesteinen* in Verbindung stehen. Diese sind fein verstäubte Lava (sog. *Asche* und *Sand*),

ausgeschleuderte Lavafetzen (*Wurfschlacken, Bomben, Lapilli* etc.) und in der Tiefe losgerissene Brocken der Nebengesteine. Solche Trümmermassen häufen sich um den Eruptionskanal, den Krater, herum an und setzen so im Vereine mit den aus dem Krater ausgeflossenen und an der Erdoberfläche erstarrten Lavaströmen die vulkanischen Berge zusammen. Wird dieses ursprünglich lose und lockere Material mit der Zeit durch Hinzutreten irgend eines Bindemittels mehr oder weniger verfestigt, so entstehen die *vulkanischen Tuffe* (speziell Basalt-, Trachyt-, Porphyrtuffe, Diabastuffe oder Schalsteine etc).

Das Material der Schichtgesteine ist ein verschiedenes. Es sind z. T. von denen der Eruptivgesteine vollständig abweichende Mineralien, wie Kalkspat, Gips, Steinsalz, Ton, welche unter unseren Augen auch heute noch aus dem Wasser schichtenförmig abgelagert werden und man muß daher auch die Schichtgesteine solcher Art als Absätze aus dem Wasser betrachten, um so mehr, als sie vielfach Reste von wasserbewohnenden Organismen als sog. Versteinerungen einschließen, welche in den massigen Gesteinen durchaus fehlen. Man nennt derartige geschichteten Gesteine daher auch *Sedimentärgesteine*.

Dagegen gibt es andere Schichtgesteine, die in der mineralogischen Beschaffenheit der Bestandteile völlig mit manchen plutonischen Gesteinen übereinstimmen. Sie bestehen wie diese wesentlich aus Kieselmineralien: Feldspat, Quarz, Glimmer, Augit, Hornblende etc. und unterscheiden sich von ihnen nur dadurch, daß sie geschichtet, die anderen dagegen massig sind. Dies sind die sog. *krystallinischen Schiefer* (Gneiß, Glimmerschiefer etc.), welche, mit Schichten von Kalk (Marmor), Eisenerzen und anderen Gesteinsmassen wechsellagernd, die Basis aller anderen Schichtgesteine bilden, und auf denen, als den ältesten, die stets jüngeren Sedimentärgesteine aufruhen. Sie setzen mit den mineralogisch gleichen plutonischen Eruptivgesteinen das zusammen, was man das *Urgebirge* nennt; die Sedimentärgesteine bilden das *Flötzgebirge*.

Die Entstehung der krystallinischen Schiefer ist in manchen Punkten noch in Dunkel gehüllt, da man ein solches Gestein noch niemals sich hat bilden sehen (kryptogene Gesteine, im Gegensatz zu den hydatogenen Sedimentär- und zu den pyrogenen Eruptivgesteinen). Es ist indessen nicht mehr zweifelhaft, daß sie in zahlreichen Fällen und an vielen Orten umgewandelte (metamorphosierte) Gesteine von ursprünglich anderer Art, sedimentärer sowohl als eruptiver, sind. Man nennt sie daher auch wohl *metamorphische Gesteine*.

298. Trümmergesteine. Die Gesteine sind ferner noch danach zu unterscheiden, ob sie durch einen der erwähnten Vorgänge von vornherein, primär, als zusammenhängende Massen sich gebildet haben oder ob sie sekundär aus den Überresten und Bruchstücken älterer der Zerstörung anheimgefallener Gesteine bestehen. Danach werden

sie als *ursprüngliche* oder *primäre* Gesteine und als *klastische* oder *Trümmergesteine* bezeichnet.

Die Bestandteile der Trümmergesteine entstehen durch Zersetzung und Zerbröckelung präexistierender ursprünglicher Gesteine und zwar hauptsächlich durch Verwitterung infolge der Einwirkung des Wassers auf chemischem und mechanischem Wege. Es sind hauptsächlich schwer zerstörbare und harte Mineralien, wie namentlich Quarz, die, vielfach untermengt mit noch unzersetzten Gesteinsbrocken, bei derartigen Prozessen zuletzt übrig bleiben.

Diese Trümmermassen bilden in vielen Fällen lockere Haufwerke, (lose Accumulate), die man je nach der Größe und Form der Bruchstücke als Sand, Grand, Kies etc. zu bezeichnen pflegt. Diese aus Gesteinstrümmern bestehenden Schuttmassen werden als *sekundäre Lagerstätten* von den primären, ursprünglichen unterschieden. Sie enthalten zuweilen nutzbare Mineralien, wie edle Metalle (Gold, Platin), Zinnerz, Edelsteine etc. in für die Gewinnung genügender Menge und führen dann den Namen *Seifen* oder *Seifenlager*. Man spricht so von Gold-, Platin-, Zinn-, Diamant-, Edelstein etc. -Seifen oder auch -Wäschen, weil die genannten Mineralien aus den Sanden etc. durch Waschen mit Wasser gewonnen werden.

Sehr häufig sind diese losen Massen durch irgend ein Bindemittel (Zement) mehr oder weniger fest miteinander verkittet und bilden dann die festen Trümmergesteine, die man, ebenfalls nach der Größe und Form der Bestandteile, als Sandsteine, Breccien und Konglomerate unterscheidet. Auch sie enthalten auf sekundärer Lagerstätte nicht selten nutzbare Mineralien in für die Gewinnung genügender Menge, wie z. B. der Sandstein von Commern und Mechernich in der Eifel Bleiglanz, die Konglomerate am Witwatersrand bei Johannesburg in Transvaal Gold etc. Die feinsten Trümmergesteine sind die Tongesteine: Ton, Lehm, Schieferton, Tonschiefer etc., die durch Verwitterung tonerdehaltiger Gesteinsgemengteile, besonders der Feldspate, entstehen. (Vulkanische Trümmergesteine siehe (297)).

299. Mineralien auf Hohlräumen. Von besonderer Wichtigkeit als Ansiedlungsplätze von neugebildeten Mineralien sind die Wände von Hohlräumen, die in der verschiedensten Weise und von mannigfaltiger Form, Größe und Entstehung im Innern der Gesteine sich finden. Diese Hohlräume sind die Fundstätten der aufgewachsenen Krystalle (186), die hier nicht selten zu den prachtvollsten Drusen vereinigt sind. Teils sind es geschlossene, ringsum von der Gesteinsmasse umgebene Höhlungen von rundlicher oder unregelmäßiger Gestalt, oder es sind Spalten und Klüfte, welche die Gesteine auf größere oder geringere Erstreckung durchsetzen. Selten ist in einem solchen

Hohlraum nur ein einziges Mineral vorhanden; gewöhnlich sind in ihnen deren mehrere zur Ausbildung gelangt, die dann in mehr oder weniger regel- und gesetzmäßiger Weise miteinander verbunden zu sein pflegen, entweder miteinander gemengt oder scharf gegeneinander abgegrenzt.

Auf den Wänden dieser Hohlräume sitzen die neugebildeten Mineralien. Vielfach bilden sie nur einen dickeren oder dünneren Überzug ohne den Hohlraum ganz zu erfüllen, eine *Kruste*. Solche Krusten bestehen zu unterst meist aus einem krystallinischen Aggregat der betreffenden Mineralien. Von diesem aus ragen vielfach wohlgebildete Krystallspitzen in den verbliebenen leeren Raum hinein und bilden die schon erwähnten Drusen; oder sie zeigen auch eine rundliche, nierenförmige oder traubige Oberfläche, von der nicht selten zapfenförmige Stalaktiten (Tropfsteine) herabhängen. In derselben Weise finden sich auch vielfach amorphe Mineralien, Opal etc. Rundlich begrenzte Bildungen dieser Art werden wohl als *Sinter* bezeichnet, wenn sie über größere Flächen ausgebreitet sind, sei es an der Erdoberfläche oder auf den Wänden ausgedehnter Hohlräume (Kalksinter, Kieselsinter etc.). Sehr häufig werden die Hohlräume aber auch ganz ausgefüllt, so daß die von allen Seiten her nach innen zu wachsenden Neubildungen in der Mitte zusammenstoßen. Indessen sind auch in diesem Falle nicht selten in der kompakten Füllmasse noch einzelne kleinere Räume leer geblieben, deren Wände in derselben Weise mit Krystallen besetzt oder mit einem rundlich begrenzten Überzug versehen sind, wie wir es bei den Krusten gesehen haben.

Solche Hohlraumausfüllungen, die man auch kurz als *Füllungen* bezeichnet, bilden den Inbegriff derjenigen Mineralneubildungen, die man als *Sekretionen* zusammenfaßt. Sie sind dadurch charakterisiert, daß sie auf Hohlräumen in der genannten Weise von außen nach innen wachsen und diese so allmählich mehr oder weniger vollständig ausfüllen. Mineralien oder Mineralaggregate, die in einer anders beschaffenen Umgebung sich, ohne daß ein Hohlraum vorhanden wäre, durch Konzentration der betreffenden Substanz an einem Punkt so bilden, daß die innersten Teile derselben zuerst entstehen, werden im Gegensatz dazu *Konkretionen* genannt.

300. Mineralien auf geschlossenen Hohlräumen. Diese Hohlräume sind vielfach rundlich, nahezu kugelförmig oder linsenförmig, oft ganz flach; oder sie sind auch unregelmäßig eckig von der mannigfaltigsten Gestalt. Meist sind sie nicht von erheblicher Größe, die bis zur mikroskopischen herabsinken kann. Die Entstehung solcher Hohlräume ist sehr verschieden. Oft sind sie gleich bei der Bildung der Gesteine offen geblieben, oft sind auch Teile der letzteren aufge-

löst und fortgeführt, und so nachträglich Lücken geschaffen worden. Die Substanz der in ihnen neugebildeten Mineralien entstammt entweder dem umgebenden Muttergestein und ist aus diesem ausgelaugt oder sie ist in Lösung aus der Ferne herbeigeführt worden.

Am meisten Interesse bieten wohl die *Mandelräume* in Basalten, Melaphyren und anderen, vorzugsweise kieselsäurearmen (basischen) vulkanischen Gesteinen. Sie sind in dem noch halbflüssigen Gesteinsmagma durch die Entwicklung der darin gelöst gewesenen Wasserdämpfe und Gase entstanden, die aus der zähen Masse nicht mehr entweichen konnten. Jede Dampfblase bildete bei der völligen Erstarrung des Gesteins einen meist rundlichen und glattwandigen Hohlraum von mehr oder weniger ausgesprochener Kugel-, Linsen-, Birn-, Schlauch- etc. Form, manchmal auch von unregelmäßiger Gestalt. Diese Hohlräume sind meist in großer Zahl nebeneinander vorhanden. Gewöhnlich sind sie klein bis sehr klein und gehen über einen Meter im größten Durchmesser selten hinaus. In ihnen haben sich bei der Verwitterung des Gesteins aus den diesem entzogenen Bestandteilen die verschiedenartigsten Mineralien gebildet, namentlich Kieselmineralien (Quarz, Chalcedon etc.), Zeolithe, auch Karbonate (bes. Kalkspat). Sehr vielfach ist, wie überhaupt bei solchen Hohlraumausfüllungen (299), nur ein einziges Mineral vorhanden, nur ein bestimmter Zeolith, nur Kalkspat etc. Oft finden sich auch mehrere nebeneinander und dann meist in Schichten parallel mit den Wänden des Blasenraums gegeneinander abgegrenzt. Häufig ist zuerst eine Folge äußerst zahlreicher und äußerst dünner Chalcedonschichten (sog. Achat) abgelagert worden, auf welchen Quarzkrystalle, oft von der violetten Abart des Amethysts sitzen, die ihre Spitzen in das leere Innere kehren. Diese sind nicht selten ihrerseits wieder bedeckt von Zeolithen, Kalkspat etc., der dann wohl die vom Quarz etc. noch gelassene Höhlung vollends ausfüllt. Die so entstandenen Hohldrusen werden *Geoden* oder auch *Mandeln* (z. B. Achatmandeln) genannt, da man ihre Form mit derjenigen der Mandeln verglichen hat. Gesteine, die solche Mandeln in größerer Menge enthalten, heißen daher *Mandelsteine.*

Ähnliche Bildungen, wie diese Mandeln, können natürlich in derselben Weise in Hohlräumen von jeder beliebigen Entstehung und in jedem beliebigen Gestein sich entwickeln. Die spezielle Ausbildungsform wird u. a. von dem jeweiligen Bildungsakt abhängig sein, der ein verschiedener sein kann. So findet man nicht selten schöne Krystalle auf leeren Innenräumen von Petrefakten z. B. auf den Wänden der Luftkammern von Ammoniten aufgewachsen.

301. Mineralien auf Spalten. Am großartigsten ist aber die Ansiedlung neu gebildeter Mineralien auf den Klüften und Spalten,

welche so häufig die Gesteine durchziehen. Niemals zeigen die Gesteine einen vollkommenen Zusammenhang nach allen Richtungen, stets sind sie bei ihrer Erhärtung und Verfestigung und bei den späteren Bewegungen der Erdkruste zerrissen und zerklüftet worden. Die so entstandenen Spalten und Klüfte sind teils klein und eng bis zur Dicke eines Blattes Papier, teils größer und weiter. Zuweilen sind es Öffnungen von erheblicher Breite (Mächtigkeit), die sich kilometerweit in die Länge und bis in unergründliche Tiefen ausdehnen. Auf den Wänden dieser Spalten sind häufig neugebildete Mineralien angesiedelt, welche entweder die ganze Spalte ausfüllen oder zwischen den Wänden noch Hohlräume, Drusenräume, übrig lassen. Auch auf diesen Drusenräumen sind die Mineralien dann meist sehr schön auskrystallisiert und die Spitzen der Krystalle ragen in den leergebliebenen Raum. Kleine ausgefüllte Klüfte dieser Art *(Adern)* findet man häufig im Kalkstein; hier sind sie mit Kalkspat erfüllt, im Tonschiefer und Kieselschiefer mit Quarz, im körnigen Gips mit fasrigem Gips, dessen Fasern zu den Spaltenwänden senkrecht sind. Auf Klüften in den Silikatgesteinen (Gneißen) der Alpen sind schöne Krystalle von Quarz, Feldspat, Titanit, Eisenglanz etc. sehr häufig. Diese Klüfte erweitern sich oft stellenweise zu ausgedehnten Räumen, die mit äußerst zahlreichen und großen Krystallen ausgekleidet sind; namentlich finden sich in diesen centnerschwere Bergkrystalle etc. (Krystallkeller der Alpen). Sind die mit später gebildeten Mineralien ganz oder zum Teil erfüllten Spalten von nicht zu kleinen Dimensionen, so nennt man sie *Gänge*, und zwar zum Unterschiede von den äußerlich ganz ebenso beschaffenen und gestalteten Gängen von Eruptivgesteinen (Gesteinsgängen, (296)), *Mineralgänge*. Diese sind häufig ganz oder zum Teil mit nutzbaren Erzen ausgefüllt und heißen dann *Erzgänge;* sie bilden in vielen Gegenden, im Erzgebirge, im Harz etc., den Gegenstand eines umfangreichen Bergbaus und haben daher neben dem wissenschaftlichen ein sehr hervorragendes praktisches Interesse.

Die Mineralgänge sind selten vollständig mit ein und demselben Mineral ausgefüllt. Meist sind es mehrere Mineralien, welche dann sehr häufig in rechts und links symmetrischen Lagen als dünne Platten von den Spaltenwänden aus aufeinander folgen; also z. B. eine Schicht Kalkspat rechts und links, darüber beiderseits eine Schicht Bleiglanz; dann rechts und links eine Lage Quarz, dann vielleicht wieder Bleiglanz etc. Diese Anordnung, die sog. Lateralstruktur, weist auf den Absatz der Gangmineralien aus wäßriger Lösung hin; denn ist die Gangspalte mit einer Flüssigkeit erfüllt, welche Mineralien ausscheidet, so muß dies im allgemeinen in gleicher Weise auf beiden Spaltenwänden geschehen und wenn im Laufe der Zeiten sich die Natur der Lösung ändert, so müssen auch die aus ihr abgesetzten Mineralien andere

werden, aber rechts und links übereinstimmend. Doch ist die Struktur solcher Gänge keineswegs immer dieselbe, es ist im Gegenteil eine große Mannigfaltigkeit darin zu beobachten. So ist u. a. nicht selten ein Teil der Spalte mit abgebrochenen Stücken des Nebengesteins erfüllt, um welche herum sich dann die neugebildeten Gangmineralien und Erze in konzentrischen Lagen anordnen (Ringel- oder Kokardenstruktur, Ringel- oder Kokardenerze). Besonders schön ausgebildete aufgewachsene Krystalle haben gerade die im Innern der Erzgänge offen gebliebenen Drusenräume geliefert, die beim Bergbau häufig angebrochen und ausgebeutet werden. Doch bedecken auch in solchen Drusenräumen nicht nur deutliche Krystalle die Wände, sondern auch derbe Krusten mit gerundeter Oberfläche und tropfsteinförmige Bildungen, namentlich wenn die betreffende Substanz gar nicht im stande ist, regelmäßige Krystallformen auszubilden, wie z. B. der Brauneisenstein.

Vorzugsweise mannigfaltig ist die Mineralführung der Erzgänge nicht selten am Ausgehenden derselben, d. h. in den der Erdoberfläche nächsten Teilen (den obersten Teufen), während nach unten hin ziemlich einförmig Schwefelmetalle verschiedener Art und Zusammensetzung vorhanden zu sein pflegen. Diese Schwefelmetalle erfüllten zuerst den Gang bis oben. Sie veränderten sich jedoch unter der Einwirkung namentlich der in die Erdkruste eindringenden atmosphärischen Wässer, also durch Verwitterung, sehr leicht und um so rascher und vollständiger, je näher der Oberfläche. Sie bildeten dabei, wie wir unten noch näher sehen werden (309), eine Menge neuer oxydischer Mineralien, die nun in dem Gang zu oberst herrschen, nach unten hin aber allmählich immer mehr abnehmen, bis sie endlich jenen Schwefelmetallen vollständig Platz machen. Sehr häufig geht dabei die Ausfüllungsmasse eines Gangs oben in der Hauptsache in Eisenhydroxyd über, und man nennt daher diese obersten umgewandelten Teile der Erzgänge ganz allgemein ihren „eisernen Hut“. Dies ist auch gewöhnlich der Fall, wenn durch andere Umwandlungsvorgänge andere Neubildungen, als Eisenhydroxyd entstehen. So findet man in manchen Silbererzgängen von Südamerika die obersten Teile mit Chlor- und Bromverbindungen des Silbers erfüllt, die, wie man annimmt, durch die Einwirkung darüberstehenden Meerwassers in einer früheren Senkungsperiode aus den weiter unten den Gang erfüllenden Schwefelsilbermineralien hervorgegangen sind.

Nichts anderes wie lokale Erweiterungen von Klüften und Spalten pflegen die mächtigen Höhlen zu sein, die in manchen Kalk- und Gipsgebirgen sich vielfach in gewaltiger Ausdehnung und mannigfacher Gestalt finden. Auch diese sind mit Neubildungen ausgekleidet, gewöhnlich von der Art des umgebenden Gesteins. In den Gipshöhlen

(Schlotten) sind es vorzugsweise Gipskrystalle, in den Höhlen im Kalkgebirge Kalkspatkrystalle, aber weit häufiger Krusten und Sinter von Kalkspat oft von beträchtlicher Dicke und mit rundlicher Oberfläche oder namentlich Tropfsteine (Stalaktiten, von oben herabhängend und Stalagmiten, von unten in die Höhe wachsend) von den kleinsten bis zu einer Ausdehnung von mehreren Metern Länge und entsprechender Dicke und von der prächtigsten Ausbildung (Tropfsteinhöhlen: Dechenhöhle in Westphalen; Baumanns- und Bielshöhle im Harz; Nebelhöhle in der schwäbischen Alb; Adelsberger Grotte im Karst etc.). Indessen sind in solchen größeren Höhlungen im Kalkstein und Dolomit nicht bloß Neubildungen von Kalkspat entstanden, auch Erze haben sich darin als Krusten etc. auf den Wänden und als vollständige Ausfüllungen abgelagert. In dieser Weise finden sich z. B. die Zink- und Bleierze von Raibl und Bleiberg in Kärnten, in Missouri etc.

(Literatur, besonders über Erzlagerstätten auf Gängen etc.; vergl. (3) G.).

302. Kontaktbildungen. Hierunter versteht man die Veränderungen, die ein Gestein in Berührung, im Kontakt, mit einem Eruptivgestein, besonders mit einem Tiefengestein, wie Granit, Syenit, Diorit etc. erleidet. Diese Veränderung ist im allgemeinen an der Berührungsstelle am stärksten und verliert sich allmählich nach außen hin immer mehr und mehr, bis sie endlich ganz verschwindet. Die ganze veränderte Strecke rings um das Eruptivgestein wird als *Kontaktzone* bezeichnet; eine solche ist manchmal mehrere Kilometer breit, kann aber auch auf wenige Centimeter heruntersinken. Namentlich Kalk und Dolomit, sowie Tonschiefer sind es, die sich im Kontakt leicht verändern. Sie werden dabei mehr krystallinisch und der Kalk geht häufig in einen sehr grobkörnigen, manchmal eigentümlich bläulichen Marmor über. Gleichzeitig stellen sich in dem umgewandelten Gestein, von ihm ringsum dicht umschlossen, neugebildete Mineralien, meist Silikate ein, die man *Kontaktmineralien* nennt, und die z. T. ihre Hauptlagerstätte in solchen Kontaktzonen haben. Einzelne derselben, wie z. B. der Gehlenit, kommen überhaupt nur auf diese Weise vor, und andere haben als Kontaktbildungen eine besondere charakteristische Beschaffenheit.

Im Kalk (Marmor) und Dolomit sind es vorwiegend kalkreiche Silikate, außer dem schon genannten Gehlenit besonders Wollastonit und andere Pyroxene, Vesuvian, Kalktongranat, Skapolith, Anorthit etc., aber auch Chondrodit, Graphit, Spinell, Apatit und andere Mineralien. Im Tonschiefer findet man: Staurolith, Andalusit als Chiastolith, Turmalin, Feldspat, Skapolith als Couzeranit und Dipyr etc. Diese Mineralien sind häufig sehr schön und scharf ausgebildet, und die Kontaktzonen gehören mit zu den ausgezeichnetsten Fundstätten eingewachsener

Krystalle. Vielfach zeigen die Kontaktmineralien aber auch „geflossene Oberflächen“ mit abgerundeten Kanten und Ecken und mit eigentümlichem fettartigem Glanz (175), besonders im Kalk. Ausgezeichnete Bildungen dieser Art finden sich bei Auerbach a. d. Bergstraße, am Monzoni und bei Predazzo in Südtirol, bei Orawicza, Dognaczka, Cziclowa etc. im Banat, bei Arendal und an verschiedenen anderen Orten in Norwegen, bei Pargas in Finnland etc., überall in Kalk. Hierher gehören auch die Auswürflinge des alten Vesuvs, der Somma, mit ihren vielen schönen Mineralien. Kontaktmineralien im Tonschiefer findet man bei Gefrees im Fichtelgebirge, an manchen Orten der Bretagne, der Pyrenäen etc.

Diese Kontaktmineralien verdanken ihre Entstehung offenbar irgend einer Einwirkung des Eruptivgesteins auf das Nebengestein, der sog. *Kontaktmetamorphose.* Wie man sich diese Einwirkung im einzelnen zu denken hat, ist noch nicht vollkommen aufgeklärt, wahrscheinlich spielt dabei das die Eruptionen begleitende heiße Wasser und dessen Dämpfe, sowie Gase verschiedener Art eine große Rolle.

In manchen Fällen wirken Eruptivgesteine, besonders Ergußgesteine, nur durch ihre hohe Temperatur. So ist durch die Hitze des Basalts auf der Grube „Alte Birke“ im Siegenschen der Spateisenstein, $FeCO_3$, in mulmiges Magneteisen, Fe_3O_4, umgewandelt, und am Meißner hat unter denselben Umständen die Braunkohle ihr Bitumen verloren und eine stenglige Absonderung erlitten (Stangenkohle). Derartige reine Hitzewirkungen der Eruptivgesteine werden *kaustische* genannt. Es sei hier beigefügt, daß Mineralien auch durch hohe Temperaturen anderen Ursprungs zuweilen umgewandelt werden. So ist im nördlichen Böhmen, bei Epterode unweit Grossalmerode in Hessen etc. der Braunkohlenton durch Kohlenbrände geglüht und gefrittet worden und dabei in den harten und festen *Porzellanjaspis* übergegangen.

Es soll nicht unerwähnt bleiben, daß man dieselben Mineralien, die wir oben als Kontaktmineralien im Kalk kennen gelernt haben, auch fern von jedem Kontakt mit einem Eruptivgestein an manchen Stellen in denjenigen körnigen Kalken eingewachsen findet, die dem Gneiß und anderen krystallinischen Schiefern zwischengelagert sind. Dies ist namentlich der Fall an solchen Orten, wo die Schichten durch die Gebirgsbewegung starkem Druck ausgesetzt gewesen und daher in ihrer Lagerung gestört worden sind. Ebenso trifft man auch unter denselben Umständen in manchen Tonschiefern die für dieses Gestein in den Kontaktzonen charakteristischen Mineralien. Hier ist der Gebirgsdruck die Ursache der Mineralbildung, die Mineralien verdanken hier der *Dynamometamorphose* ihre Entstehung.

303. Paragenesis. Von nicht unerheblichem Interesse ist es, von jedem einzelnen Mineral zu wissen, in welcher Weise es an den verschiedenen Fundorten vorkommt, welche andere Mineralien mit ihm auf derselben Lagerstätte erscheinen, wie alle diese Mineralien daselbst miteinander vergesellschaftet, in welcher Reihenfolge sie dort entstanden sind etc. Auf den allerwenigsten Lagerstätten trifft man ausschließlich nur eine einzige Mineralspezies, meistens sind deren mehrere vorhanden. Diese sind dann entweder alle gleichzeitig gebildet, oder sie sind nacheinander entstanden, wobei sich nicht selten die Reihenfolge, die *Succession* feststellen läßt. Alle gleichzeitig ge-

bildeten Mineralien einer Lagerstätte nennt man eine *Generation*. Die Gemengteile des Granits sind z. B. nach ihrem ganzen gegenseitigen Verhalten als gleichzeitig anzusehen, sie bilden *eine* Generation. Anders ist es bei den porphyrischen Gesteinen (295). Die großen, wohlauskrystallisierten Einsprenglinge müssen schon fertig gewesen sein, als die umgebende Masse noch weich und nachgiebig war. Sie bilden eine *erste* Generation den Krystallen der *zweiten* Generation in der Grundmasse gegenüber. Die Succession der Mineralien in vielen Mandeln und die in manchen Spalten ist aus den obigen Beschreibungen ohne weiteres zu ersehen. Es sind dabei die Merkmale maßgebend, daß auflagernde Mineralien notwendig jünger sein müssen, als darunter liegende und daß jüngere von älteren Eindrücke annehmen, während gleichzeitig gebildete sich gegenseitig in ihrer Form beeinflussen. Nicht selten wiederholt sich dasselbe Mineral auf einer Lagerstätte mehrere Male, wobei die verschiedenen Generationen gewöhnlich abweichende Ausbildung, Krystallform, Farbe, Durchsichtigkeit etc. zeigen. So sind die Kalkspatkrystalle der ersten Generation in den Andreasberger Silbererzgängen trübe und flächenarm, die der zweiten Generation fast wasserhell und meist flächenreicher.

Die mehr oder weniger ausgesprochene Weise des Zusammenvorkommens der Mineralien nennt man nach Breithaupt die *Paragenesis* derselben (vergl. (3) G.). Einige Beispiele dafür sind außer den schon oben erwähnten noch die folgenden: Leucit, Melanit und manche andere Mineralien finden sich stets oder doch fast stets nur in vulkanischen Gesteinen, resp. in den Tuffen derselben, niemals in plutonischen Gesteinen, im Kalk etc. Zeolithe sind vorzugsweise auf Hohlräumen in basischen Eruptivgesteinen aufgewachsen. Die Hauptlagerstätten der natürlichen Schwefelverbindungen sind die Erzgänge. Gehlenit ist, wie schon erwähnt, nur als Kontaktmineral bekannt. Wismutglanz findet sich fast nur mit Kupferkies und ist jünger als dieser. Neben Buntkupfererz sind beinahe immer später gebildete Kupferkieskrystalle vorhanden. Die Scheelitkrystalle von Zinnwald sitzen viel häufiger auf den mitvorkommenden Quarz-, als auf den ebenfalls bei ihrer Bildung schon vorhanden gewesenen Glimmerkrystallen. Auf den Freiberger Erzgängen findet sich der Kalkspat stets nur mit dem gewöhnlichen Skalenoeder $R3$ $(21\bar{3}1)$, wenn er mit Kupferkies zusammen vorkommt. Quarz mit Rhomben- und Trapezflächen findet sich mit fluorhaltigen Mineralien zusammen. Noch andere ähnliche Regeln des Vorkommens sind in großer Zahl beobachtet worden und haben schon vielfach Licht auf die Vorgänge und Verhältnisse bei der Bildung der einzelnen Mineralien und ihrer Varietäten geworfen.

In ganz charakteristischer Weise wiederholt sich das Nebenein-

andervorkommen mancher Mineralien an den verschiedensten Orten über die ganze Erdoberfläche hin. Derartige häufig wiederkehrende Gruppen von zusammengehörigen Mineralien werden *Mineralkombinationen* oder *Formationen* genannt. Eine solche ist z. B. die Vereinigung von Feldspat, Quarz und Glimmer im Granit und ähnliche Mineralgemenge in anderen Gesteinen; hierher gehört auch die stete Begleitung des Zinnsteins durch Quarz, Lithionglimmer, Topas, Turmalin, Apatit, Wolframit, Scheelit etc. auf fast allen Zinnerzlagerstätten der Welt. Es liegt dabei eine bestimmte auf den Entstehungsverhältnissen beruhende Gesetzmäßigkeit vor.

304. Mineralbildungsprozesse. Die chemischen Prozesse, welche zur Entstehung der Mineralien Veranlassung gegeben haben, sind hauptsächlich: Abscheidung aus wäßriger Lösung, und zwar entweder auf rein chemischem, unorganischem Wege, oft bei höherer Temperatur und auch wohl nicht selten bei hohem Druck, oder unter Beihilfe oder Vermittlung von organischen Wesen; ferner Erstarrung aus dem Schmelzfluß, und endlich Verdichtung aus dem gasförmigen Zustand (Sublimation), wobei gleichfalls nicht selten höherer Druck eine nicht unwesentliche Rolle gespielt hat. Diese Prozesse lassen sich künstlich mehr oder weniger genau nachahmen und man kann so viele Mineralien künstlich nachbilden oder, wie man zu sagen pflegt, künstlich darstellen (vergl. (3) G.).

Einige andere Mineralbildungsprozesse, wie z. B. die Kontaktmetamorphose, haben wir schon oben kennen gelernt; andere werden wir noch im folgenden zu betrachten haben, wenn von der Umwandlung der Mineralien die Rede sein wird.

305. Abscheidung aus Wasser. Am wichtigsten sind wohl die Ausscheidungen aus wäßriger Lösung, die auf verschiedene Weise zu stande kommen können. Die so entstandenen Mineralien enthalten häufig zahlreiche, meist mikroskopische Flüssigkeitseinschlüsse (182).

Durch Verdunstung des Lösungsmittels scheidet sich Steinsalz aus, z. B. noch jetzt aus den Salzseen der Umgebung des kaspischen Meeres etc. Die großen Steinsalzmassen, die sich in den Gebirgsschichten eingelagert finden, sind nebst den sie begleitenden Abraumsalzen und dem sie über- und unterlagernden Gips und Anhydrit alle auf diese Weise entstanden, ebenso noch viele andere direkt im Wasser lösliche Mineralien.

Auch durch Temperaturerniedrigung wird das Wasser häufig veranlaßt, einen Teil der aufgelösten Substanzen abzuscheiden. So ist es u. a. bei den heißen, kieselsäurehaltigen Quellen, z. B. dem Geysir auf Island, und in anderen vulkanischen Gegenden. Die SiO_2 scheidet sich bei der Erkaltung des Wassers zum größten Teil amorph als Opal aus.

Zuweilen wird die Lösung durch die Gegenwart irgend einer Substanz im Wasser vermittelt. Dies geschieht namentlich bei dem kohlensauren Kalk und anderen Karbonaten durch die Anwesenheit von CO_2. Geht die CO_2 fort, so fällt $CaCO_3$ aus, und zwar im allgemeinen bei niederer Temperatur als Kalkspat, bei höherer als Aragonit. Letzteres ist der Fall in den Thermen von Karlsbad, in denen sich der aus Aragonit bestehende Erbsenstein und Sprudelstein gebildet hat. Verbreiteter ist die Ausscheidung von Kalkspat. Diese geschieht teilweise in deutlich ausgebildeten Krystallen auf Klüften und Spalten im Kalkgebirge. Das Wasser löste aus dem Kalkstein mittels der in ihm gebundenen Kohlensäure die Substanz auf, welche es nach der Verdunstung dieses Gases wieder zur Ablagerung brachte Mit derben krystallinischen Massen von Kalkspat erfüllen sich ebenfalls häufig die Klüfte und Spalten im Kalkgebirge; solche Massen setzen auch die mit nierenförmigen Oberflächen versehenen Krusten und Sinter zusammen, welche die Wände von Kalkhöhlen überziehen, sowie die aus tropfendem Wasser gebildeten Kalkstalaktiten und -stalagmiten (Tropfsteine) an denselben Orten. In großen Massen entsteht Kalk als Kalktuff (Travertin) auf diesem Wege, z. B. an Wasserfällen, welche von stark $CaCO_3$-haltigem, aus dem Kalkgebirge kommenden Wasser gebildet werden, auf dem Grunde von Seen, welche durch solche Wasser gespeist werden etc. Hier fängt aber schon die Mitwirkung des organischen Lebens an (306).

Viele Mineralien und große Massen derselben haben sich offenbar auch durch doppelte Umsetzung aus Lösungen gebildet, an Orten, in welchen von allen Seiten das Wasser zusammenfloß und wo es mehr oder weniger stagnierte, also vor allem in den Hohlräumen der Gesteine, auf Klüften und Spalten, in Blasenräumen vulkanischer Gesteine etc. So ist wohl meist die Bildung sehr schwer löslicher Mineralien aufzufassen, wie die des Schwerspats, der Schwefelmetalle und kompliziert zusammengesetzter Substanzen, wie mancher Silikate etc. Beispiele solcher Bildungen zeigen wohl die meisten Mineralien der Erzgänge, ferner zum Teil die Mineralien, welche die Mandelräume der Melaphyre erfüllen etc. Die Lösungen, welche derartige Bildungen erzeugten, haben die in den Hohlräumen abgelagerten Substanzen sehr häufig den Gesteinsmassen entnommen, die den Hohlraum umgeben, also dem sog. Nebengestein der Gänge, dem die Mandeln umgebenden Melaphyr etc., welch letzterer, wenn die Mandelräume mit Mineralmasse erfüllt sind, stets stark verwittert erscheint etc. Überhaupt wird das Material zur Bildung von Mineralien aus wäßriger Lösung sehr häufig aus schon vorhandenen Mineralien genommen, welche durch alle möglichen Umwandlungsprozesse verändert und schließlich zerstört werden (309, 310). Die neugebildeten Mineralien von sekun-

därer Entstehung siedeln sich entweder an der Stelle an, wo das umgewandelte Mineral gewesen war, oder die aus diesem genommenen Stoffe werden in Lösung fortgeführt und bewirken, vielfach mit aus anderen Gegenden stammenden Stoffen, die Neubildungen. Jedenfalls wird durch diese fortwährenden Neu- und Umbildungen von Mineralien in der Erdkruste ein ununterbrochener Kreislauf der unorganischen Materie hervorgebracht, über den weiter unten noch Einzelheiten angeführt werden sollen. Höchst wahrscheinlich haben dabei vielfach auch elektrische Ströme mitgewirkt.

306. Organische Mineralbildungen. Durch Vermittlung von organischen Wesen sind gewaltige Mineralmassen gebildet worden. Hierher gehören zunächst alle Steinkohlen und ähnliche Bildungen, welche nichts anderes sind, als zusammengehäufte Pflanzensubstanzen und die Umwandlungsprodukte derselben. Organischen Ursprungs ist auch wohl aller aus dem Meer abgelagerte Kalk, also die Hauptmasse des Materials, welches die Kalkgebirge zusammensetzt. Direkt durch chemische Prozesse kann sich aus Meerwasser kein $CaCO_3$ ausscheiden, dazu ist viel zu wenig davon in demselben aufgelöst. Aber viele Meeresbewohner: Kalkalgen, Foraminiferen, Korallen, Echinodermen, Konchylien etc. scheiden durch ihren Lebensprozeß Calciumkarbonat aus und formen aus ihm ihre Hartteile, Schalen etc. Diese häufen sich nach dem Tode der Tiere zusammen und bilden mit der Zeit gewaltige Kalkablagerungen. In diesen sieht man häufig noch die Schalenstücke etc. teils mit bloßem Auge, teils unter dem Mikroskop; teilweise ist allerdings auch jede Spur organischer Struktur durch spätere Umwandlung zerstört worden, so daß jetzt ihrer Struktur nach rein unorganische Massen vorliegen. Auch die Kalkausscheidung aus süßem Wasser wird durch Vermittlung organischer Wesen, besonders durch Pflanzen, veranlaßt oder doch vermehrt. Wasserpflanzen überziehen sich häufig dadurch, daß sie dem Wasser CO_2 entziehen, mit Kalk und bilden dadurch einen Teil des Kalktuffs, auch Moose und Schilf am Rande von Quellen etc. wirken ähnlich (305). Aber nicht nur Kalk wird auf diese Weise ausgeschieden, auch Kieselsäure, z. B. Polierschiefer, Tripel und ähnliches. Hier sind es Diatomeen, welche die Abscheidung veranlassen, indem sie sich aus der im Wasser gelösten Kieselsäure Kieselpanzer bilden. Endlich werden auch Eisenerze (Raseneisenerze etc.) z. T. durch Vermittlung von Diatomeen aus *Fe*-haltigen Wassern massenhaft zur Ablagerung gebracht.

307. Erstarrung aus dem Schmelzfluß. Bei der Erstarrung aus dem Schmelzflusse war selten oder nie ein Mineral allein geschmolzen, sondern aus einem glühend flüssigen Magma von irgend welcher Zusammensetzung schieden sich beim Erkalten verschieden-

artige Mineralien aus. Es liegt also auch hier eine Ausscheidung von Mineralien aus einer Lösung vor, aber nicht in der Kälte, sondern bei sehr hoher Temperatur. Eine solche Schmelze ist meist nur dann im stande, Krystalle abzuscheiden, wenn die Erkaltung sehr langsam und stetig vor sich geht. Die Krystalle sind um so größer, je langsamer sie sich bildeten. Meist erstarrt aber ein mehr oder weniger großer Teil der Masse amorph als Gesteinsglas, und eingeschlossene Glaspartikel, oft von mikroskopischer Kleinheit, sind ein untrügliches Kennzeichen für die durch Erstarrung aus dem Schmelzfluß gebildeten Mineralien. Auf diese Weise entstehen alle die Mineralien der Lavaströme und entstanden überhaupt die der Eruptivgesteine. Häufig spielte dabei allerdings das Wasser gleichzeitig eine große Rolle, bes. bei den plutonischen Gesteinen (Granit, Syenit, Diorit etc.), deren Bestandteile kein Glas, sondern Flüssigkeitseinschlüsse enthalten, und denen man daher, trotzdem sie ihren Lagerungsverhältnissen nach sicher Eruptivgesteine sind, keinen rein pyrogenen, sondern einen sog. hydatopyrogenen Ursprung zuschreibt.

308. Sublimation. Am wenigsten wichtig ist die Bildung von Mineralien durch Absatz aus Dämpfen, d. h. durch Sublimation. Die Schauplätze solcher Vorgänge sind zuweilen brennende Kohlenfelder, hauptsächlich aber die Fumarolen der Vulkane, in denen bei nachlassender oder ersterbender Eruptionstätigkeit Gase und Dämpfe aller Art entweichen (postvulkanische Tätigkeit). Es sind dies vorzugsweise Wasserdämpfe, mit denen flüchtige Substanzen von mannigfaltiger Zusammensetzung, namentlich Chlor- und Fluorverbindungen von Silicium und von Metallen, auch schweren, Borverbindungen etc. an die Erdoberfläche geführt werden. Selten werden Dämpfe eines bestimmten Minerals erzeugt und dieses somit direkt sublimiert, wie es z. B. beim vulkanischen Steinsalz (stets KCl-haltig) und Salmiak der Fall ist. Meist findet auch hier doppelte Umsetzung statt, so z. B. bei der Bildung von vulkanischem Eisenglanz, Fe_2O_3. Er bildet sich aus Dämpfen von Eisenchlorid und Wasser, die sich gegenseitig zersetzen, überzieht die Wände der Krater und der Fumarolenspalten oft in deutlichen Krystallen und füllt auch wohl derartige Klüfte vollständig aus. Durch gegenseitige Zersetzung von $SiCl_4$-Dämpfen mit metallhaltigen entstehen in den Fumarolen nicht selten sublimierte Silikate, wie Augit, Hornblende etc., die fertig gebildet ebensowenig flüchtig sind wie der Eisenglanz. Alle derartigen durch Gase und Dämpfe vermittelte Mineralbildungen werden als *pneumatolytische* bezeichnet. Ein wichtiges Beispiel einer solchen pneumatolytischen Bildung ist neben den genannten der Zinnstein mit seinen charakteristischen Begleitern (303), der fast durchweg an Granit gebunden und aus den im Gefolge der Graniteruption entwickelten Dämpfen entstanden ist.

309. Umwandlung der Mineralien. Die Mineralien, welche auf irgend eine der eben besprochenen Arten sich gebildet haben, sind vom Augenblick ihrer Entstehung an, stets der Einwirkung der in der Erde tätigen Agentien ausgesetzt und werden dadurch wohl alle mehr oder weniger stark angegriffen und schließlich vollkommen umgewandelt und zerstört. Manche Mineralien leisten diesen Einwirkungen einen sehr starken Widerstand und sind daher *beständig*, wie Diamant, Gold, Platin, auch Quarz etc., andere sind *unbeständig*, sie werden leicht angegriffen und unterliegen rasch der Umwandlung, wie die Schwefelmetalle, Feldspat, Olivin und andere. Der Grad der Beständigkeit solchen Prozessen gegenüber ist für die einzelnen Mineralien sehr verschieden, hängt aber nicht nur von ihrer Substanz, sondern auch von ihrer Struktur, ihrem Vorkommen und anderen derartigen Umständen ab. Viele Mineralien gibt es, die sich nur an gewissen Orten halten können, wo sie vor schädlichen Einflüssen geschützt sind, z. B. Salpeter in den regenlosen Gegenden des nördlichen Chile und in Höhlen, Steinsalz unter seiner Gipsdecke, Schwefelmetalle im Innern der Erde außer Berührung mit dem Sauerstoff der Luft, unter dessen Einwirkung sie sich rasch oxydieren würden (vergl. eiserner Hut der Erzgänge (301)). Substanzen, welche durch die in der Erdkruste wirkenden chemischen Kräfte gar zu leicht umgewandelt und zerstört werden, und welche durch die Art und Weise ihres Vorkommens keinen Schutz genießen, können als Mineralien überhaupt nicht vorkommen. Wenn sie je da und dort unter besonderen Umständen gebildet werden, so verschwinden sie doch sehr bald wieder und beteiligen sich nicht dauernd an dem Aufbau der Erdrinde.

Der Hauptträger dieser Umwandlungs- und Zersetzungsprozesse ist das Wasser, und zwar das atmosphärische Wasser, das fast überall als Regen, Schnee etc. auf die Erdoberfläche fällt und von hier aus die gesamte Erdkruste auf das innigste durchtränkt. Es sind also zumeist hydrochemische Prozesse, die hier in Betracht kommen, alle anderen Einwirkungen sind viel weniger wichtig. Ist das Wasser in dem Zustande tätig, in dem es aus der Atmosphäre und aus der Humusdecke des Bodens in die Erde eindringt, also bei niedriger Temperatur und beladen mit den in den Mineralien langsam wirkenden Stoffen: Sauerstoff, Kohlensäure und eventuell organischen Humussubstanzen, so nennt man seine Tätigkeit *einfache Verwitterung*. Bei seiner Bewegung in der Erdkruste nimmt aber das Wasser allmählich Mineralbestandteile auf, die sich an den ferneren Umwandlungsprozessen ebenfalls beteiligen und namentlich durch doppelte Umsetzungen Veränderungen in den Mineralien hervorrufen. Dies ist die *komplizierte Verwitterung*. Zu den Verwitterungserscheinungen pflegt man auch den Wasserverlust mancher Mineralien bei niederer Temperatur zu

rechnen (Verstäubung (200[a])). Alle diese Vorgänge spielen sich sehr langsam ab, und ihre Resultate sind meist erst nach längerer Zeit in den Mineralien wahrzunehmen. Wirkt aber das Wasser bei höherer Temperatur, wie das der heißen Quellen, oder enthält es starke Säuren, wie z. B. HCl in den Vulkanen, oder H_2SO_4 ebendort, aber auch vielfach durch Verwitterung von S-Metallen erzeugt, so nennt man die Umwandlung der Mineralien *Zersetzung*. Doch wird diese Unterscheidung nicht immer streng festgehalten, und man nennt häufig auch solche Mineralien zersetzt, welche durch Verwitterung eine mehr oder weniger weitgehende Umwandlung erlitten haben. Da diese Umwandlungsprozesse stets eine gewisse Zeit beanspruchen, so sind neu entstandene Mineralien frisch und ev. vollkommen klar und durchsichtig, während ältere Exemplare derselben Spezies schon mehr oder weniger stark angegriffen und dadurch stärker oder schwächer getrübt sind. So ist es z. B. in den jüngeren und den älteren Eruptivgesteinen mit den Feldspäten, die man danach auch als Sanidin und Orthoklas (glasigen und gemeinen Feldspat) unterschieden und besonders benannt hat.

Selten beginnen die Umwandlungsprozesse im Innern der Mineralien, so bei manchen aus isomorphen Schichten aufgebauten Plagioklasen, deren innere Partien basischer und daher leichter verwitterbar zu sein pflegen, als die äußeren. In den allermeisten Fällen fängt die Zersetzung außen an und schreitet nach innen fort, so daß sehr häufig noch ein frischer Kern vorhanden ist, umgeben, vielfach in ganz scharfer Abgrenzung, von einer umgewandelten Hülle. Zuweilen dringt die Verwitterung in der Art in das Innere vor, daß sich mikroskopisch feine Spältchen bilden, von deren Wänden aus die Umänderung erfolgt. In diesem Falle bildet dann das neu entstandene Mineral ein Netzwerk, in dessen einzelnen Maschen Reste des ursprünglichen sitzen. So ist es z. B. meist bei dem in der Umwandlung zu Serpentin begriffenen Olivin. Häufig sitzen auch die Produkte der Verwitterung in deutlichen Krystallen auf dem noch unverwitterten Rest des ursprünglichen Minerals oder auf dessen Überbleibseln auf, wie z. B. Weißbleierz auf Bleiglanz, Zeolithe in den Mandeln der zersetzten Mandelsteine etc.

Die hydrochemische Einwirkung auf die Mineralien ist unter verschiedenen Umständen eine verschiedene, dasselbe Mineral kann also auch unter verschiedenen Umständen sehr verschiedene Umwandlungsprodukte liefern. So gibt die Verwitterung des Bleiglanzes, PbS, bald Vitriolblei, $PbSO_4$; bald Weißbleierz, $PbCO_3$; bald Pyromorphit (Bleiphosphat); und noch andere Mineralien können durch die Veränderung desselben entstehen.

Die wichtigsten hydrochemischen Prozesse, welche umwandelnd

und zerstörend auf die Mineralien einwirken, sind: die einfache Lösung, die Aufnahme von Sauerstoff (Oxydation) und Kohlensäure, die Abgabe von Sauerstoff (Reduktion), Aufnahme, seltener Verlust von Wasser, Aufnahme fester Bestandteile aus Lösungen ohne gleichzeitige Abgabe von Bestandteilen, oder umgekehrt bloße Abgabe von Bestandteilen, oder auch endlich gleichzeitige Abgabe und Aufnahme von solchen (Austausch von Bestandteilen). Im Falle des Austauschs verschwindet ein Bestandteil und wird durch einen anderen ersetzt; man sagt, er wird *verdrängt*. Das letztere, der Austausch von Bestandteilen ist am häufigsten; die einfachen Vorgänge der Lösung, Oxydation, Reduktion, Wasseraufnahme etc. kommen in voller Reinheit ohne jede Mitwirkung der anderen Prozesse selten vor. Die meisten Verwitterungsvorgänge sind sehr verwickelt und die genannten Prozesse wirken fast stets mehr oder weniger vollzählig nebeneinander.

Dabei geht meist von der Substanz der umgewandelten Mineralien ein größerer oder kleinerer Teil in Lösung, wird vom Wasser fortgeführt und an anderen Stellen zur Einleitung komplizierter Verwitterungsprozesse oder in irgend einer Weise zu Neubildungen verwendet. Die aus solchen Lösungen ausgeschiedenen neugebildeten Mineralien (305) können dann ihrerseits wieder Verwitterungs- und Zersetzungsprozessen anheimfallen, so daß also auf diese Weise, wie schon erwähnt, ein steter Kreislauf der unorganischen Substanz in der Erdkruste stattfindet.

Die hydrochemischen Prozesse sind aber, wenn schon die wichtigsten, doch nicht die einzigen, die zur Umwandlung vorhandener und zur Herstellung neuer Mineralien führen. Wir haben oben schon (302) die Umwandlung des Nebengesteins im Kontakt mit einem Eruptivgestein, die Kontaktmetamorphose, besprochen. Auch durch die Einwirkung von Gasen, namentlich solchen vulkanischen Ursprungs, können derartige Veränderungen bewirkt werden (*pneumatolytische Umwandlung*).

310. Beispiele für Umwandlungsprozesse. Im folgenden ist eine Anzahl von Beispielen für die Umwandlung, Zerstörung und Neubildung von Mineralien durch hydrochemische und andere Prozesse angeführt.

Vollständige *Auflösung* durch reines Wasser erleiden Steinsalz, Sylvin, Vitriole, ebenso aber auch Gips. Unter Beihilfe von CO_2 löst sich leicht Kalkspat und andere Karbonate. Dabei hinterbleiben die in den löslichen Mineralien etwa eingemengten unlöslichen fremden Körper, wie Quarzkrystalle im Gips (sog. Gipsresidua), feiner roter eisenreicher Ton im Kalk (terra rossa) etc. Ganz unlöslich ist wohl

kein Mineral, wie man schon an den natürlichen Ätzfiguren der vom Wasser anscheinend unangreifbaren, Quarz, Schwerspat etc., sieht.

Partielle Auflösung (Auslaugung) findet ebenfalls häufig statt; in besonders großem Maßstabe bei manchen $MgCO_3$-haltigen Kalken: $CaCO_3$ wird fortgeführt und $MgCO_3$-reicherer dolomitischer Kalk und zuletzt eigentlicher Dolomit bleibt zurück (Dolomitisierung). Ein etwas komplizierteres Beispiel von Auslaugung verbunden mit Wasseraufnahme bietet die Verwandlung von Orthoklas, $K_2O . Al_2O_3 . 6SiO_2$, in Kaolin $2H_2O . Al_2O_3 . 2SiO_2$ (Kaolinisierung); K_2O mit einem Teil der SiO_2 tritt aus und wird in Lösung fortgeführt, H_2O tritt ein; dieses wird also gegen jene Bestandteile ausgetauscht.

Schwefelmetalle erleiden häufig *Oxydationsprozesse*. Speiskobalt, $CoAs_2$, geht bei gleichzeitiger Wasseraufnahme über in Kobaltblüte, $Co_3As_2O_8 . 8H_2O$, welche als rote Ausblühung den grauen Speiskobalt bedeckt. Schwefelkies, FeS_2, Magnetkies, Fe_7S_8, geben unter Wasseraufnahme Eisenvitriol, $FeSO_4 . 7H_2O$; dabei wird H_2SO_4 frei, welche auf benachbarte Mineralien zersetzend einwirkt, und z. B. aus der Al_2O_3 des Tons, der häufig den Schwefelkies einschließt, ebenfalls unter H_2O-Aufnahme Tonerdesulphat, sowie unter weiterer Aufnahme von K_2O auch Alaun bildet. Ist in dem Ton Kalk in geringer Menge, so wird dieser aufgelöst und es entstehen neugebildete Krystalle von Gips, $CaSO_4 . 2H_2O$, von oft sehr schöner Ausbildung, alles dies infolge der Oxydation des Schwefelkieses. Ein reiner Oxydationsprozeß liegt der schon erwähnten Umwandlung von Bleiglanz, PbS, in Vitriolblei, $PbSO_4$, zu Grunde. Auch niederoxydierte Metalle oder gediegene Metalle nehmen O auf, z. B. Magneteisen $FeO . Fe_2O_3$, das in Eisenglanz, Fe_2O_3, ebenso Cu, das in Cu_2O (Rotkupfererz) übergeht. Spateisenstein, $FeCO_3$, verliert CO_2, FeO geht unter Aufnahme von O und H_2O in Goethit, $H_2O . Fe_2O_3$ (oder Brauneisenstein, $3H_2O . 2Fe_2O_3$) über und wird dabei braun. In Goethit wird auch Schwefelkies nicht selten verwandelt, wenn alles S in irgend einer Form aufgelöst und fortgeführt wird. Manche Mineralien nehmen S statt O auf. So geht ged. Silber in H_2S-haltiger Luft oder in Berührung mit H_2S-führendem Wasser in Silberglanz, Ag_2S, über.

Reine *Hydratbildung* kommt in der Natur in großem Maßstabe vor, indem sich der Anhydrit, $CaSO_4$, durch Wasseraufnahme in Gips, $CaSO_4 . 2H_2O$ verwandelt, womit eine außerordentliche Volumenvermehrung verbunden ist. Das ursprüngliche Volumen des Anhydrits wird um ca. 33 % vergrößert. Beispiele von Wasseraufnahme, neben anderen Prozessen, sind schon oben angeführt. Sehr viele an sich wasserfreie Mineralien enthalten infolge beginnender Verwitterung kleine Quantitäten H_2O. Solche kleine Mengen Wasser können oft als Zeichen dafür angesehen werden, daß das Mineral nicht mehr

ganz frisch ist (vergl. dazu (275)). Der umgekehrte Prozeß des Wasserverlustes ist verhältnismäßig selten; er tritt hauptsächlich bei höherer Temperatur ein, z. B. beim Erhitzen des Tons durch Kohlenbrände und Bildung von Porzellanjaspis etc. Aber auch bei niederer Temperatur geht zuweilen H_2O fort, z. B. aus Brauneisenstein ($3H_2O . 2Fe_2O_3$) unter Bildung von Eisenoxyd; der Laumontit, ein wasserhaltiges Kalktonerdeselikat (Zeolith), sowie der Eisenvitriol, Alaun etc., verliert sein Krystallwasser in trockener Luft etc. (vergl. Verstäubung (200[a])).

Reduktionsprozesse sind nicht selten. Eisenvitriollösungen in Berührung mit organischen Resten pflanzlichen oder tierischen Ursprungs geben Schwefelkies; auf diese Weise ist wohl der Schwefelkies in den Stein- und Braunkohlen, im Bernstein etc. entstanden. Eisenoxydsalze, z. B. Silikate, werden zu Oxydulsilikaten reduziert; Eisenoxyd gibt Magneteisen, $FeO . Fe_2O_3$; Rotkupfererz Cu_2O wird Cu etc., alles meist unter dem Einfluß organischer Substanzen, die im Wasser gelöst oder suspendiert sind.

Der *Karbonatbildungsprozeß* unter dem Einfluß CO_2-haltigen Wassers kommt häufig bei Kupfererzen vor; Cu geht durch Oxydation zunächst in Rotkupfererz Cu_2O über, was seinerseits dann noch mehr O, ferner CO_2 und H_2O aufnimmt und Malachit, ein grünes H_2O-haltiges Kupferkarbonat liefert. In größerem Maßstabe bilden sich Karbonate bei der Umwandlung des Olivins, $2MgO . SiO_2$ oder $4MgO . 2SiO_2$, in Serpentin, $3MgO . 2SiO_2 . 2H_2O$ (Serpentinisierung). Es entsteht dabei aus dem überschießenden MgO und einem Teil der CO_2 des Wassers $MgCO_3$, das sich als Magnesit ablagert. Der nun zunächst entstandene Serpentin wird aber von dem CO_2-haltigen Wasser häufig noch weiter umgewandelt. Alle MgO geht dann oft in $MgCO_3$ (Magnesit) über und die SiO_2 wird als Quarz, Opal etc. frei. Infolge beginnender Karbonatbildung enthalten viele Mineralien kleine Quantitäten CO_2 und brausen daher mit Säuren etwas auf, auch wenn sie an sich im reinen und frischen Zustand vollkommen CO_2-frei sind. Diese kleinen CO_2-Mengen können ebenso als bezeichnend für den Beginn der Verwitterung angesehen werden, wie die kleinen Mengen H_2O in manchen Mineralien.

Als Beispiel einer *komplizierten Verwitterung* (Austausch fester Bestandteile) diene der Leucit, $K_2O . Al_2O_3 . 4SiO_2$, der in Berührung mit Wasser, das ein Natronsalz (z. B. Natronsilikat) aufgelöst enthält, sich in Analcim $Na_2O . Al_2O_3 . 4SiO_2 . 2H_2O$ verwandelt; Na_2O und K_2O werden gegenseitig ausgetauscht, K_2O wird durch Na_2O verdrängt, und H_2O wird aufgenommen. Ähnliche Prozesse kommen äußerst häufig vor. Die Eisenerzlager des unteren Lahntals und mancher anderer Gegenden entstanden durch Einwirkung von eisen-

haltigen Lösungen auf Kalkstein. Das Eisen verdrängte das Calcium, das seinerseits in Lösung ging und fortgeführt wurde. Die eisenhaltigen Lösungen entstammen hier den eisenreichen Grünsteinen und Schalsteinen, die mit jenen Eisenerzen stets in Verbindung stehen. Durch analoge Vorgänge hat man sich die Bildung der gewaltigen Ablagerungen von Eisenspat, $FeCO_3$, z. B. in Steiermark und wohl ebenso die mit Kalk in Verbindung stehenden Galmeimassen in Oberschlesien etc. zu denken. Wir haben es also hier mit metasomatischen Erzlagerstätten zu tun (293); metasomatische Bildungen sind auch der Dolomit, der Serpentin, der Kaolin, von denen oben die Rede gewesen ist.

Endlich sei als Beispiel einer *pneumatolytischen Zersetzung* in größerem Maßstabe, die Bildung des Alaunsteins aus Feldspat, $K_2O \, . \, Al_2O_3 \, . \, 6SiO_2$, erwähnt. Auf letzteren wirken SO_3-haltige Dämpfe vulkanischen Ursprungs ein, häufig durch Oxydation von SO_2 gebildet. K_2O und Al_2O_3 des Feldspats verbinden sich mit Schwefelsäure zu Alaunstein: $K_2O \, . \, 3Al_2O_3 \, . \, 4SO_3 \, . \, 6H_2O$, und SiO_2 wird in verschiedener Form, als Quarz, Chalcedon, Opal etc. ausgeschieden.

311. Pseudomorphosen. Von besonderem Interesse sind diejenigen Fälle der Umwandlung von Mineralien, wo die Prozesse so langsam und stetig vor sich gingen, daß die Krystallform des ursprünglichen Minerals erhalten blieb. Das Resultat ist dann, daß eine Substanz, die neu gebildete, in der ihr nach ihrer natürlichen Beschaffenheit gar nicht zukommenden Krystallform einer anderen Substanz, des Urminerals, sich findet. Derartige Mineralien mit von anderen Mineralien entlehnter Krystallform nennt man *Pseudomorphosen* oder *Afterkrystalle.* So kommt z. B. manchmal Serpentin in der Krystallform des Olivins vor, oder wie man zu sagen pflegt, eine Pseudomorphose von Serpentin nach Olivin; oder Quarz in der Form von Kalkspat, eine Pseudomorphose von Quarz nach Kalkspat etc.

Die Umwandlungsprozesse sind bei den Pseudomorphosen genau dieselben wie sonst (309, 310). Auch bei ihnen beginnen sie zumeist außen. Zuerst ist die umgewandelte Schicht ganz dünn, wird aber allmählich immer dicker, bis endlich der Vorgang durch Verschwinden des letzten Rests des Urminerals beendet ist. Gewöhnlich sind aber immer noch Teile des letzteren wenigstens in geringer Menge vorhanden, die beweisen, daß die formgebende Substanz ursprünglich in der Tat vorhanden gewesen ist. Von echten ursprünglichen Krystallen unterscheiden sich die Pseudomorphosen meist dadurch, daß sie keine einheitlichen Individuen, sondern Aggregate eines oder auch wohl mehrerer Mineralien von der verschiedensten Struktur (187) darstellen, die die Form des Urminerals erfüllen. Häufig ist dies nur unvollständig der Fall; in den Pseudomorphosen finden sich größere und

kleinere Hohlräume. Manche sind sogar im Innern ganz hohl und bestehen nur aus einer dünnen Haut des neuen Minerals, vergleichbar einem Modell aus Karton von der Form des Urminerals. Sehr bezeichnend für manche Pseudomorphosen sind auch trichterförmige Einsenkungen in der Mitte der Flächen, wie z. B. bei denen von Malachit nach Rotkupfererz von Chessy bei Lyon.

Die Pseudomorphosen haben für die Beurteilung der Umwandlungsvorgänge im Mineralreich eine sehr große Bedeutung, da die erhalten gebliebene Form das ursprüngliche Mineral, das die Umwandlung erlitten hat, auch dann noch erkennen läßt, wenn dieses selbst vollkommen verschwunden ist. Durch sie wird die Möglichkeit vieler Umwandlungsvorgänge nachgewiesen, die man sonst für wenig wahrscheinlich, ja für unmöglich gehalten haben würde. Die Prozesse, um die es sich hier handelt, sind fast ausschließlich hydrochemische, durch die oben geschilderte Tätigkeit des Wassers vermittelte. Die Pseudomorphosen zeigen, daß auch die unlöslichsten Substanzen im Laufe der Zeit vom Wasser angegriffen und umgewandelt werden können. Findet man z. B. irgend eine Substanz z. B. Speckstein in der Form des Quarzes, also als Pseudomorphose nach Quarz, so muß ursprünglich Quarz vorhanden gewesen, und dieser durch die Tätigkeit des Wassers in die neue Substanz übergeführt worden sein, trotzdem der Quarz sich bei Lösungsversuchen als fast unangreifbar durch das Wasser erweist. Allerdings ist das Wasser dabei sicherlich nicht rein, sondern mit gelösten Substanzen beladen gewesen, welche, zuweilen wohl im Verein mit höherer Temperatur, den Umwandlungsprozeß förderten und unterstützten.

Je nach den speziellen Vorgängen bei der Bildung von Pseudomorphosen unterscheidet man folgende Arten derselben:

1. *Paramorphosen.* Eine Substanz geht durch molekulare Umlagerung ohne chemische Veränderung in eine heteromorphe Modifikation derselben Substanz über. Hierher gehören u. a. die Pseudomorphosen von Rutil nach Brookit (Arkansit), beide TiO_2; ebenso auch die Krystalle des Leucit, Boracit etc. bei verschiedenen Temperaturen (siehe diese).

2. *Umwandlungspseudomorphosen.* Neben den unter 3 genannten Verdrängungspseudomorphosen, die eigentlichen, durch chemische Umwandlung des Urminerals entstandenen Pseudomorphosen. Dabei wurden entweder nur neue Bestandteile aufgenommen (selten); oder es werden nur Bestandteile abgegeben (ebenfalls nicht häufig); oder es fand, wie in den meisten Fällen, ein Austausch einzelner Bestandteile gegen andere neue Substanzen statt.

Beispiele:

Pseudomorphose von Silberglanz, Ag_2S, nach Silber, Ag; Auf-

nahme von *S*. Gips, $CaSO_4 . 2H_2O$, nach Anhydrit, $CaSO_4$; Aufnahme von H_2O. Aber auch:

Pseudomorphosen von Anhydrit nach Gips; Abgabe von H_2O. Kupfer, *Cu*, nach Rotkupfererz, Cu_2O; Verlust von *O*. Endlich:

Pseudomorphosen von Epidot ($H_2O . 4CaO . 3(Al_2O_3,Fe_2O_3) . 6SiO_2$) nach Orthoklas ($K_2O . Al_2O_3 . 6SiO_2$); Verlust von K_2O, Aufnahme von H_2O, *CaO* und Fe_2O_3. Speckstein ($H_2O . 3MgO . 4SiO_2$) nach Talkspat ($MgCO_3$); Abgabe von CO_2, Aufnahme von SiO_2 und H_2O. Goethit ($H_2O . Fe_2O_3$) nach Schwefelkies (FeS_2); Verlust von *S*, Aufnahme von *O* und H_2O. Ähnlicher Austausch auch bei den Pseudomorphosen von Serpentin nach Olivin, Kaolin nach Orthoklas etc.

3. *Verdrängungspseudomorphosen.* Von der Substanz des ursprünglichen Minerals ist in der Pseudomorphose nichts mehr vorhanden, als etwa Sauerstoff und andere ähnliche indifferente Bestandteile, sie ist vollständig verdrängt. Die Veränderung geht aber hier genau nach denselben chemischen Gesetzen vor sich, wie bei den Umwandlungspseudomorphosen.

Pyrolusit (MnO_2) nach Kalkspat ($CaCO_3$). Quarz (SiO_2) nach Flußspat ($CaFl_2$) oder Kalkspat ($CaCO_3$). Gips ($CaSO_4 . 2H_2O$) nach Steinsalz (*NaCl*); Kupfer (*Cu*) nach Kalkspat oder Aragonit (beide $CaCO_3$).

Neben diesen eigentlichen durch hydrochemische Umwandlungsprozesse sich bildenden vielfach sogenannten *metasomatischen* oder *Veränderungspseudomorphosen* gibt es auch solche, bei denen der neuen Substanz die ihr fremde Form durch mehr zufällige Vorgänge aufgeprägt wird (mechanische Abformung). Nicht immer besteht aber ein scharfer Unterschied zwischen jenen und diesen, und noch häufiger wird man im Zweifel bleiben, ob in einem speziellen Falle dieser oder jener Vorgang sich abgespielt hat. Jedenfalls haben diese letzteren Bildungen nicht die große Wichtigkeit der eigentlichen Pseudomorphosen.

Manche Mineralien finden sich mit einer papierdünnen Haut eines anderen Minerals überzogen, die sich den Flächen des Kernkrystalls so anlegt, daß sie seine Form erkennen läßt. So sind manche Fahlerzkrystalle von Clausthal und anderen Orten mit einer ganz dünnen Kupferkieshülle bedeckt, so daß man Kupferkies in der Form des Fahlerzes, eine Pseudomorphose von Kupferkies nach Fahlerz vor sich zu haben glaubt. Ähnliche wenn auch meist dickere Überzüge bildet namentlich der Quarz, z. B. auf dem Schwerspat von Schriesheim im Odenwald und von vielen anderen Orten. Derartige Bildungen nennt man *Umhüllungspseudomorphosen* (Perimorphosen Kenngotts).

Nun kommt es zuweilen vor, daß der von einer solchen dünnen Hülle umgebene Kern aufgelöst und fortgeführt wird, während die Hülle selbst unverändert bleibt. Man hat dann eine Hohlform von

der Gestalt des ursprünglichen Krystalls (hohle Pseudomorphosen). Dies ist auf Erzgängen gar nicht selten, wo eine Quarzhaut die Hülle bildet und z. B. Kalkspat den verschwundenen Kern einnahm. Diese Hülle bleibt aber nicht immer leer, sondern sie füllt sich oft wieder mit später neu gebildeten Mineralien aus. Dabei sind zwei Fälle denkbar: einmal ist die den Hohlraum ausfüllende Substanz dieselbe wie diejenige, welche die Hülle bildet, also im obigen Beispiel wieder Quarz, dann erhält man einen Krystall, in welchem nun Kern und Hülle aus derselben Substanz besteht. Beide haften fest aneinander, haben aber verschiedene Struktur etc., und u. d. M. kann man meist leicht die scharf geradlinig verlaufende Grenze zwischen Hülle und Kern sehen. Äußerlich scheint der so gebildete Afterkrystall aus einem Guß zu sein, mit meistens mehr oder weniger rauhen Flächen. So sind vielfach die Pseudomorphosen von Quarz (Hornstein oder Chalcedon) nach Kalkspat gebaut und entstanden, welche man nicht selten auf Erzgängen findet. In anderen Fällen ist die ausfüllende Substanz eine beliebige von der Hülle abweichende. Nicht selten wird endlich auch noch die Hülle zerstört und weggeführt und die Ausfüllungsmasse liegt in der Form des Urminerals frei. In dieser Art geht es bei aufgewachsenen Krystallen. Wenn eingewachsene Krystalle zerstört werden und verschwinden, bildet das umgebende Muttergestein eine Hohlform, die dann auf dieselbe Weise ausgefüllt werden kann. Derartige Bildungen werden als *Ausfüllungspseudomorphosen* (Pleromorphosen Kenngotts) bezeichnet.

Solche Umhüllungen spielen indessen auch zuweilen bei der Bildung von echten Veränderungspseudomorphosen eine Rolle und tragen mit zur Erhaltung der Form des Urminerals bei. So findet man bei Sundwig unweit Iserlohn in Westphalen Pseudomorphosen von Eisenglanz (Roteisenstein) nach Kalkspat und zwar in der Form von mehrere Centimeter großen Skalenoedern. Diese sind häufig noch von einer Quarzhaut überzogen, die sich vielfach wie eine Kappe abheben läßt. Der Prozeß der Pseudomorphosenbildung begann damit, daß sich der Kalkspat mit der Quarzhülle bedeckte. Innerhalb dieser vollzog sich die Umwandlung, indem das Calciumkarbonat sich in hinzutretendem eisenhaltigem Wasser auflöste und dabei aus diesem Eisenoxyd ausfällte, das an die Stelle des $CaCO_3$ trat. Dieses Eisenoxyd mußte notwendig in der Hohlform die skalenoedrische Form des Kalkspats annehmen. In ähnlicher Weise wirkten auch sonst vielfach derartige Hüllen formgebend auf das neugebildete Mineral ein, in zahlreichen anderen Fällen wurde die Form aber allerdings auch ohne ein solches Hilfsmittel erhalten, so namentlich auch bei Pseudomorphosen von Eisenoxyd nach Kalkspat von anderen Orten, an denen nie eine Spur einer Quarzhaut sich findet. Eine solche ursprüngliche Hülle wird

allerdings wohl vielfach durch nachfolgende Prozesse wieder zerstört worden sein, wie sie auch tatsächlich bei manchen Sundwiger Exemplaren fehlt; dann ist oft die sichere Beurteilung des speziellen Vorgangs unmöglich.

Nicht ganz selten findet man bei den Ausfüllungspseudomorphosen eine zweite Generation des verschwundenen formgebenden Minerals als Ausfüllungsmasse, so z. B. in Hohlformen von der Gestalt des Kalkspats neuen Kalkspat statt des verschwundenen ursprünglichen (Pseudomorphosen von Kalkspat nach Kalkspat). Oder aber, man findet den Hohlraum von einem mit dem ursprünglichen Mineral heteromorphen erfüllt, also z. B. die von einem Kalkspatkrystall hinterlassene Höhlung mit Aragonit (Pseudomorphosen von Aragonit nach Kalkspat); zuweilen trifft man auch das Umgekehrte. Man muß sich hüten, Bildungen solcher Art für Paramorphosen zu halten.

Ganz eigentümliche Bildungen sind die von Scheerer *Perimorphosen* genannten Mineralien von Arendal (nicht Perimorphosen Kenngotts, siehe oben). Dünne Schalen oder Häute von Granat- oder Vesuviansubstanz umschließen Räume je von der Krystallform dieser Mineralien, welche innen vollkommen erfüllt sind mit einem regellosen Gemenge von Granat resp. Vesuvian mit Skapolith, Epidot, Quarz, Kalkspat und anderen Mineralien.

Zu den Pseudomorphosen gehören in einem gewissen Sinne auch die *Versteinerungen*, in denen verschiedene Mineralsubstanzen die Stelle von organischen Formen einnehmen. Sehr häufig sind die Versteinerungen von Kalk gebildet, wie die erhaltenen Teile der betreffenden Organismen, die Muschelschalen, Korallenstöcke etc. ebenfalls waren. Häufig ist an die Stelle des Kalks später Kieselerde getreten, die Versteinerungen sind verkieselt, das ist namentlich auch bei versteinerten Pflanzen häufig. Sodann ist besonders Schwefelkies zu erwähnen (verkieste Versteinerungen). Seltenere Versteinerungsmittel sind Flußspat, Gips, Eisenglanz und manche andere.

(Blum, Die Pseudomorphosen des Mineralreichs. 1843. Mit vier Nachträgen. 1847—79. E. Geinitz, N. Jahrb. für Min. etc. 1877, 449 und Tschermaks Min. Mittlgn. II. 489. 1879. J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie.)

Internationale Atomgewichte.

1903.

O = 16.00 (H = 1.008)

Aluminium	Al	27.1	Nickel	Ni	58.7
Antimon	Sb	120.2	Niobium	Nb	94
Argon	A	39.9	Osmium	Os	191
Arsen	As	75.0	Palladium	Pd	106
Baryum	Ba	137.4	Phosphor	P	31.0
Beryllium	Be	9.1	Platin	Pt	194.8
Blei	Pb	206.9	Praseodym	Pr	140.5
Bor	B	11	Quecksilber	Hg	200.0
Brom	Br	79.96	Radium	Ra	225
Cadmium	Cd	112.4	Rhodium	Rh	103.0
Caesium	Cs	133	Rubidium	Rb	85.4
Calcium	Ca	40.1	Ruthenium	Ru	101.7
Cerium	Ce	140	Samarium	Sa	150
Chlor	Cl	35.45	Sauerstoff	O	16.00
Chrom	Cr	52.1	Scandium	Sc	44.1
Eisen	Fe	55.9	Schwefel	S	32.06
Erbium	Er	166	Selen	Se	79.2
Fluor	F	19	Silber	Ag	107.93
Gadolinium	Gd	156	Silicium	Si	28.4
Gallium	Ga	70	Stickstoff	N	14.04
Germanium	Ge	72.5	Strontium	Sr	87.6
Gold	Au	197.2	Tantal	Ta	183
Helium	He	4	Tellur	Te	127.6
Indium	In	114	Terbium	Tb	160
Iridium	Ir	193.0	Thallium	Tl	204.1
Jod	J	126.85	Thorium	Th	232.5
Kalium	K	39.15	Thulium	Tu	171
Kobalt	Co	59.0	Titan	Ti	48.1
Kohlenstoff	C	12.00	Uran	U	238.5
Krypton	Kr	81.8	Vanadin	V	51.2
Kupfer	Cu	63.6	Wasserstoff	H	1.008
Lanthan	La	138.9	Wismut	Bi	208.5
Lithium	Li	7.03	Wolfram	W	184.0
Magnesium	Mg	24.36	Xenon	X	128
Mangan	Mn	55.0	Ytterbium	Yb	173.0
Molybdän	Mo	96.0	Yttrium	Y	89.0
Natrium	Na	23.05	Zink	Zn	65.4
Neodym	Nd	143.6	Zinn	Sn	119.0
Neon	Ne	20	Zirconium	Zr	90.6

Spezieller Teil.

I. Abschnitt.

Systematik.

313. Mineralspezies. Man faßt alle diejenigen Mineralsubstanzen zu einer *Mineralspezies* zusammen, welche die gleiche chemische Zusammensetzung und dieselbe Krystallform haben (resp. amorph sind). Die äußeren und physikalischen Eigenschaften hängen von den genannten beiden mehr oder weniger direkt und ausschließlich ab, oder sie sind mit äußeren Einflüssen veränderlich und daher bei der Klassifikation unwesentlich und unwichtig.

Die Identität der chemischen Zusammensetzung aller zu derselben Mineralspezies zu rechnenden Exemplare ist aber selten eine absolute. Ganz abgesehen von mechanisch eingemengten Verunreinigungen sind den meisten Mineralien mehr oder weniger große Quantitäten isomorpher Substanzen beigemischt. Kleine Mengen solcher isomorpher Beimischungen werden vernachlässigt, Schwierigkeiten in der Abgrenzung der Spezies treten aber ein, wenn zwischen zwei isomorphen Endgliedern so viele verschiedene Mischungen sich gebildet haben, daß vom einen zum anderen ein ganz allmählicher Übergang stattfindet, wie z. B. zwischen dem Natronfeldspat (Albit) und dem Kalkfeldspat (Anorthit). In solchen Fällen muß man an je nach den speziellen Verhältnissen zu beurteilenden Punkten in der Mischungreihe Grenzen ziehen, zwischen welchen die eine solche Reihe bildenden Spezies liegen (vergl. die Reihe der Plagioklase). Die Spezies sind in solchen Fällen im ganzen vollkommen willkürlich und beliebig abgeschieden, aber eine Einteilung einer solchen Reihe in einzelne Spezies ist nötig, trotzdem hier eine rationelle Abgrenzung unmöglich ist, weil, wenn man die ganze Reihe als zu einer Spezies gehörig ansehen wollte, man in diese auch die beiden ganz verschiedenen Endglieder (hier z. B. Albit und Anorthit) rechnen müßte, was einer zweckmäßigen Systematik widerspräche.

Daß die chemische Zusammensetzung allein nicht zur Umgrenzung der Spezies ausreicht, sieht man aus der Existenz von dimorphen Körpern, die zwar gleich zusammengesetzt, aber sonst sehr verschieden sind. Wollte man alle chemisch gleich zusammengesetzten Mineralien ohne Rücksicht auf das Krystallsystem zu einer Spezies zusammenfassen, so würde z. B. Graphit und Diamant zusammen eine solche bilden, zwei Körper, welche doch in jeder Hinsicht, außer in der Zusammensetzung von einander abweichen. Es ist also außer der Zusammensetzung noch Anderes zur Abgrenzung der Spezies nötig, und dabei bietet sich als das Wichtigste von selbst die

Krystallform dar. Bei Beurteilung der Gleichheit oder Verschiedenheit der Krystallform kommt es lediglich auf die Krystallreihe (das Achsensystem), nicht auf die im speziellen Fall gerade ausgebildeten Krystallformen an. Aber auch das Achsensystem, d. h. das Achsenverhältnis (ev. die Achsenwinkel), ist nicht stets bei allen Krystallen derselben Spezies absolut gleich, sondern es ist ebenfalls wie die Zusammensetzung und mit dieser etwas, aber allerdings in engen Grenzen schwankend. Die Krystallklasse ist aber bei allen zu einer Spezies gehörigen Mineralien stets dasselbe.

Was die von der Zusammensetzung und von der Krystallform abhängigen physikalischen Eigenschaften betrifft, so sind von ihnen vorzugsweise das spezifische Gewicht, die Blätterbrüche und die optischen Verhältnisse ins Auge zu fassen. Ersteres steht mit der Zusammensetzung und Krystallform derart in Verbindung, daß stets gleich zusammengesetzte und krystallisierte Mineralien auch das gleiche spezifische Gewicht haben. Dasselbe gilt für die Blätterbrüche: gleich zusammengesetzte Mineralien von derselben Krystallform sind stets in den nämlichen Richtungen spaltbar. Diese Eigenschaften sind also bei der Klassifikation nicht weiter zu verwerten. Von den optischen Verhältnissen stehen einige mit der Krystallform in notwendigem Zusammenhang, wie optische Einachsigkeit mit dem hexagonalen resp. dem quadratischen Krystallsystem etc. Diese sind hier ebenfalls nicht weiter zu berücksichtigen. Andere an sich veränderliche und mit der Krystallform zum Teil weniger direkt zusammenhängende Eigenschaften sind an allen Exemplaren eines durch chemische Zusammensetzung und Krystallform charakterisierten Minerals ziemlich konstant dieselben. Dies ist namentlich betreffs der Lage der Elastizitätsachsen gegen die krystallographischen der Fall, soweit sie überhaupt von diesen in der Lage verschieden sind, was nur im monoklinen und triklinen System der Fall ist. Sie sind zwar durch isomorphe Beimischungen und auch durch gewisse äußere Einflüsse, wie Temperaturveränderungen etc., etwas schwankend, aber meist innerhalb enger Grenzen. Weniger konstant und daher weniger wichtig ist der Charakter der Doppelbrechung — es gibt Mineralspezies, bei denen einzelne Exemplare teils positiv, teils negativ sind —, der Achsenwinkel etc. Wie weit Farben von Wichtigkeit sind, vergl. (260); nur bei metallischen Substanzen haben sie selbständige Bedeutung und sind für die durch chemische Zusammensetzung und Krystallform charakterisierten mineralischen Substanzen konstant. Ähnlich ist es beim Glanz, der bei nicht metallischen, zum Teil auch bei metallischen Substanzen wesentlich mit von der Struktur des betreffenden Stücks abhängt. Kurz, man überzeugt sich bei der Betrachtung sämtlicher Eigenschaften der Mineralien, daß die chemische Zusammensetzung und die Krystallisation für die Charakterisierung der Mineralspezies erforderlich, aber auch genügend sind, da die anderen Eigenschaften von diesen beiden entweder abhängen oder mit äußeren Einflüssen schwankend, also für den vorliegenden Zweck unwichtig sind.

314. Varietät. Nach der Verschiedenheit der mit äußeren Einflüssen schwankenden Eigenschaften werden innerhalb der einzelnen Mineralspezies, namentlich der häufigen und weit verbreiteten, vielfach *Varietäten* als Unterabteilungen der Spezies unterschieden, welche aber wegen des schwankenden Charakters der Unterscheidungsmerkmale nicht scharf geschieden sind, sondern ineinander allmählich übergehen, im Gegensatz zu den Spezies, welche abgesehen von den isomorphen Mischungen vollkommen scharfe Grenzen gegen einander haben. Die bei der Abscheidung der Varietäten einer Mineralspezies voneinander in Betracht zu ziehenden Eigenschaften sind in jedem einzelnen Falle andere: es ist die Farbe (z. B. bei Bergkrystall und Rauchtopas), Glanz (Fettquarz), Durchsichtigkeit (Bergkrystall und gemeiner Quarz), ferner Strukturverhältnisse (z. B. Gipsspat, Alabaster, Fasergips) und anderes mehr.

315. Mineralsystem. Das Mineralsystem ordnet nun die einzelnen Mineralspezies in der Weise an, daß dadurch ein möglichst leichter und bequemer Überblick über die Gesamtheit des Mineralreichs gewährt wird. Eine tiefergehende Bedeutung, etwa wie dem zoologischen und botanischen System, kommt dem Mineralsystem nicht zu, es bezweckt lediglich eine möglichst übersichtliche Gruppierung der Mineralspezies. Auch hierbei wie bei der Abgrenzung der Spezies wird man zweckmäßig die chemische Zusammensetzung und Krystallisation in erste Linie stellen. In Bezug auf die erstere werden auf Grund der chemischen Zusammensetzung größere Hauptabteilungen — Klassen — unterschieden, und zwar nehmen wir deren 14 an, deren Umfang allerdings zum Teil verschieden ist. Die folgende Tabelle gibt eine Übersicht darüber. Sie zeigt außerdem, welche Arten von chemischen Verbindungen die Natur gebildet hat, die zugleich so beschaffen sind, daß sie in der Erdkruste sich längere Zeit erhalten und so als Mineralien an dem Aufbau derselben teilnehmen können.

1. Klasse: *Elemente.*
2. „ *Haloidverbindungen.*
3. „ *Schwefelverbindungen.*
4. „ *Oxyde.*
5. „ *Borate.*
6. „ *Karbonate und Nitrate.*
7. „ *Silikate.*
8. „ *Titanate, Zirkoniate, Thorate.*
9. „ *Tantalate und Niobate.*
10. „ *Phosphate, Arseniate, Vanadinate.*
11. „ *Wolframiate und Molybdate.*
12. „ *Chromate.*
13. „ *Sulphate.*
14. „ *Mineralsubstanzen organischen Ursprungs.*

Die Klassen, welche Mineralien mit Sauerstoffsäuren enthalten, sind nach dem steigenden Sauerstoffgehalt der Säureanhydride geordnet. Innerhalb der einzelnen Klassen wird zunächst eine Abteilung der wasserfreien und wasserhaltigen Mineralien unterschieden, sofern wasserhaltige Mineralien in der Klasse überhaupt vorhanden sind. Sodann werden stets alle isomorphen Mineralien in eine Reihe zusammengefaßt und in ununterbrochener Folge beschrieben, aber vielfach an die einzelnen Mineralien die mit ihnen heteromorphen unmittelbar angeschlossen. Dem Isomorphismus ist somit bei der Gruppierung der Spezies innerhalb der Klassen eine große Wichtigkeit beigelegt. Diese trat auch schon zum Teil bei der Abgrenzung der Klassen hervor, sofern innerhalb der Reihe der Sauerstoffsalze die Verbindungen aller derjenigen Säuren in eine Klasse vereinigt wurden, welche in denselben isomorphen Reihen auftreten. Es müßte ja sonst, wenn die Salze aller Säuren in besonderen Klassen zusammengestellt und von denen aller anderen Säuren getrennt würden, ein Zerreißen der isomorphen Reihen eintreten, was unnatürlich und unübersichtlich erscheint. Aus diesem Grunde sind z. B. alle Phosphate, Arseniate und Vanadinate zu einer Klasse zusammengefaßt, weil sie vielfach miteinander isomorph sind. Im Gegensatz dazu bilden die Tantalate und Niobate, zwar wieder untereinander, aber niemals mit den Phosphaten etc. isomorphe Verbindungen und sind daher zu einer neuen Klasse vereinigt und von der der Phosphate etc. abgetrennt. Auf diese Weise wird es erreicht, daß stets alle Glieder einer isomorphen Reihe im System unmittelbar hintereinander aufgeführt werden können. Die Aneinanderreihung der einzelnen isomorphen Gruppen und der außerhalb dieser isoliert stehenden Mineralien geschieht wieder nach chemischen Grundsätzen, im allgemeinen so, daß sie nach

steigendem Gehalt eines bestimmten Bestandteils geordnet sind, also z. B. bei Salzen in der Reihe der zunehmenden Basizität. Doch ist dies nicht konsequent durchgeführt, und es sind zuweilen Mineralien zusammengestellt, welche durch die Gesamtheit ihres Verhaltens nahe Beziehungen zeigen, auch wenn sie nach dem rein chemischen Gesichtspunkt getrennt sein müßten. Ebenso sind auch an gewisse wasserfreie Mineralien einige ihnen sonst in anderer Hinsicht nahestehende wasserhaltige angeschlossen, namentlich wenn die letzteren Zersetzungsprodukte von jenen sind. In allen Fällen war der oberste Gesichtspunkt Leichtigkeit und Bequemlichkeit der Übersicht über das Mineralreich, die man sich allerdings wohl in gleicher Weise auch durch andere Gruppierung der Spezies verschaffen kann.

II. Abschnitt.

Systematische Beschreibung der Mineralspezies.

Abkürzungen.

Sym. Eb. = Symmetrieebene.
S. K. = Seitenkante. E. K. = Endkante.
S. E. = Seitenecke. E. E. = Endecke.
Zw. Fl. = Zwillingsfläche. Zw. A. = Zwillingsachse.
Bl. Br. = Blätterbruch.
u. d. M. = unter dem Mikroskop.
r., g., gr., bl., etc. = rot, gelb, grün, blau etc.
D. Br. = Doppelbrechung; beispielsweise:
— D. Br. = die Doppelbrechung des Krystalls ist negativ.
opt. A. E. = Ebene der optischen Achsen und
M. L. = erste optische Mittellinie; beispielsweise:
opt. A. E. *ac*, + M. L. *a* = die Ebene der optischen Achsen ist der krystallographischen Achsenebene *ac* und die positive 1. Mittellinie der Krystallachse *a* parallel.
n = Brechungskoeffizient isotroper Substanzen, z. B. n_r für rotes, n_{bl} für blaues etc. Licht.
ω, ε = Hauptbrechungskoeffizienten einachsiger Krystalle.
α, β, γ = „ „ zweiachsiger „ ($\alpha < \beta < \gamma$).
H. = Härte.
G. = spezifisches Gewicht.
v. d. L. = vor dem Lötrohr.

I. Klasse.

Elemente.

a. Metalloide. b. Metalle.

a. Metalloide.

Schwefel.

S, z. T. sehr rein, z. T. mit Ton, Bitumen, Schwefelarsen etc. gemengt; auch *Se* ist manchmal darin enthalten (Selenschwefel), ebenso *Te* (Tellurschwefel). Ein braunrote Krusten bildender Schwefel mit 29,22 *As* aus dem Vulkan Pagandajan in Java ist *Arsensulfurit* genannt worden.

Rhombisch, häufig in ausgezeichneten aufgewachsenen Krystallen: Oktaeder $P = P$ (111) fehlt nie: 143° 18′ (S. K.); 106° 38′ und 84° 58′ (E. K.); die seitlichen E. K. sind häufig durch die Flächen von $n = P\breve{\infty}$ (011), die E. E. durch die Basis $c = 0P$ (001) gerade abgestumpft. Die Flächen des stumpferen Oktaeders $s = \frac{1}{3}P$ (113) stumpfen häufig die Kanten P/c ab (Fig. 360), seltener sind die Prismenflächen $m = \infty P$ (110), die die S. K. von P abstumpfen würden. Zuweilen haben die Krystalle einen tetraedrischen Habitus, indem die abwechselnden Flächen P groß und klein sind oder auch wohl ganz fehlen. Zwillinge nicht häufig, nach 3 Gesetzen; Zw. Fl. eine Fläche eines der drei Prismen, welche die Kanten von P abstumpfen.

Fig. 360.

Bl. Br. sehr unvollkommen; Bruch bei reinen Stücken muschlig. Spröd ins Milde. Leicht zersprengbar. H. = 2. G. = 1,9—2,1. Reine Stücke schwefelgelb; häufig auch andere Nüancen von gelb, bes. ins Braune und Rote, unreine Massen auch leberbraun. Zuweilen vollkommen durchsichtig, meist allerdings trübe; demantartiger Fettglanz auf Krystallflächen, auf Bruchflächen reiner Stücke reiner Fettglanz. Sehr starke Licht- und Doppelbrechung. $\beta = 2{,}019$ (r.) und 2,061 (gr.); $\alpha - \gamma = 0{,}277$ (r.) und 0,301 (gr.). Opt. A. E. *ac*; + M. L. *c*, $\varrho < v$. Durch Reiben mit Tuch etc. — elektrisch. Leitet die Elektrizität schlecht; ebenso die Wärme, größere Stücke zerspringen daher leicht in der Hand, weil sie ungleich erwärmt und dadurch ungleichmäßig ausgedehnt werden.

Schmilzt bei 114° und verdampft bei 450°. In CS_2 löslich. Aus der Lösung und aus Dämpfen bilden sich rhombische Krystalle wie die natürlichen. Aus dem Schmelzfluß erstarren monokline Krystalle, welche an natürlichem Schwefel noch nicht beobachtet worden sind, die aber allmählich durch molekulare Umlagerung wieder in die eben beschriebene natürliche Modifikation übergehen, wobei die erst klaren monoklinen Krystalle trübe werden, indem sie sich in Aggregate rhombischer Kryställchen verwandeln. Unter anderen Umständen können noch mehrere weitere heteromorphe Modifikationen des Schwefels entstehen, von denen jetzt im ganzen ca. 6 genauer studiert sind. Auch amorph kann er erstarren. In der Natur ist aber nur die eine rhombische Modifikation bekannt, die anderen sind alle Kunstprodukte. Verbrennt an der Luft mit blauer Flamme zu SO_2 mit dem charakteristischen Geruch.

Findet sich in schönen Krystallen und in derben Massen, zuweilen auch in krustenförmigen Überzügen mit nierenförmiger Oberfläche, als Stalaktiten etc., oder als lockeres Aggregat kleiner Kryställchen (Mehlschwefel); auch in runden mehr oder weniger stark verunreinigten Knollen von brauner Farbe. Sehr häufig ist Schwefel mit Gips zusammen im Ton, vielfach mit Braunkohlen und bituminösen Substanzen, vorzugsweise in der Tertiärformation. Berühmt ist das Vorkommen bei Girgenti, Caltanisetta, Racalmuto, Lercara etc., in Sizilien, dem Hauptschwefelland der Erde, wo jährlich mehr als 10 Mill. Centner gewonnen werden; es sind derbe Massen im gipsführenden Tertiärton und auf Drusen schöne Krystalle mit Cölestin, Gips, Kalkspat, Aragonit etc. Ähnlich ist das Vorkommen bei Conil in Spanien, wo sich ebenfalls ausgezeichnete Krystalle finden. Die schönen Krystalle von Perticara in der Romagna in Italien sind mit Asphalt bedeckt. Eigentümlich ist das Vorkommen von Terruel in Spanien, wo Schwefel die Schalen von Süßwasserschnecken erfüllt. Derbe Massen bei Bex in der Schweiz, Weenzen in Hannover etc. im Gips, ebenso bei Swoszowice in Galizien etc. Die erwähnten braunen runden Knollen im Ton bei Radoboj in Kroatien mit Braunkohle. Als Sublimationsprodukt von Vulkanen nicht selten (Solfatara bei Neapel, Vulkano etc.), zuweilen in gut ausgebildeten Krystallen; ebenso auch als ein Sublimationsprodukt von Stein- und Braunkohlenbränden gebildet. Mehlschwefel bildet sich ebenfalls in Vulkanen, aber auch vielfach als Absatz H_2S-haltiger Quellen in geringen Mengen (sog. Badeschwefel). Der meiste Schwefel entsteht bei der teilweisen Oxydation von Schwefelwasserstoff durch den Sauerstoff der Luft. Der Schwefelwasserstoff entweicht entweder gasförmig aus manchen Vulkanen und bildet dann den vulkanischen Schwefel. Oder er entsteht durch Reduktion von Sulfaten, bes. Gips, mittels

organischer Stoffe. Auf diese Weise hat man sich die Entstehung des sizilianischen Schwefels und aller anderen Vorkommnisse in Gips etc. zu denken. Aus Vulkanen entweicht häufig SO_2 neben H_2S, die sich unter Bildung von H_2O und Ausscheidung von Schwefel gegenseitig zersetzen. Aus Schwefelmetallen wird nicht selten bei der Verwitterung S, oft in der Form flächenreicher Krystalle abgeschieden, z. B. aus Bleiglanz, Kupferkies, Schwefelkies, aus letzterem in größerer Menge bei Famatina in Argentinien etc. Große Massen Schwefel kommen gegenwärtig auch aus Daghestan im Kaukasus.

(G. v. Rath, Pogg. Ann. 145 pag. 1, VI. Ergänz.-Bd. pag. 349; Brezina, Sitzgsber. Wiener Ak. Bd. 60; Schrauf, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 18, 1890, pag. 113; Busz, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 20, 1892, pag. 558; Brauns, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 13, 1899, pag. 39; Molengraaff, Zeitschr. f. Kryst., Bd. 14, 1888, pag. 43.)

Diamant.

C, sehr rein. Kleine Spuren von unorganischen Beimengungen bleiben beim Verbrennen zurück (Aschenbestandteile).

Der Diamant krystallisiert ausgezeichnet regulär: Oktaeder; Granatoeder und Hexakisoktaeder sind die gewöhnlichsten Formen, seltener sind Würfel und Pyramidenwürfel; auch Ikositetraeder und Pyramidenoktaeder kommen vor. Somit treten alle einfachen Formen des regulären Systems am Diamant auf, und von diesen nur Ikositetraeder niemals selbständig oder doch vorwiegend. Die Flächen des Oktaeders sind glatt und eben, aber vielfach mit dreiseitigpyramidalen Vertiefungen versehen. Die Flächen der anderen Formen sind gekrümmt, vielfach gestreift, unregelmäßig und drusig; die Würfelflächen sind meist matt und rauh, auch die Pyramidenwürfelflächen zeigen vielfach diese Beschaffenheit. Die oben genannten Formen sind jedoch bloß scheinbar vollflächig, in Wirklichkeit sind sie tetraedrisch-hemiedrisch. Deutlich tetraedrische Krystalle findet man zwar selten, aber ihr wenn auch seltenes Vorkommen läßt keinen Zweifel an der genannten krystallographischen Ausbildung des Diamants. Die scheinbar vollflächigen oktaedrischen Krystalle (Fig. 362) sind Ergänzungszwillinge zweier tetraedrischer Formen nach Art des in Fig. 273 dargestellten, wo die Tetraederkanten (oder die diesen in der Lage entsprechenden Kanten anderer tetraedrischer Körper) sich rechtwinklig durchkreuzen und wo die Ecken des einen Tetraeders (resp. die den Tetraederecken entsprechenden Ecken) aus den Flächen des Gegentetraeders nasenartig hervorragen. Vielfach sind es nicht Tetraeder, sondern Hexakistetraeder p und $p_{,}$, welche in dieser Weise miteinander verwachsen sind. Die scheinbar vollflächigen oktaedrischen Formen kommen dann dadurch zu stande, daß die Tetraederecken, resp. sechskantigen Ecken der beiden Hexakistetra-

eder p und $\underline{p}$, welche in ihren Lagen den Tetraederecken entsprechen, durch die Flächen je des Tetraeders der anderen Stellung o^1 und $\underline{o}^1$ abgestumpft sind, wenig, wie in Fig. 363, in den allermeisten Fällen jedoch stärker, wie in Fig. 362, so daß an den einspringenden Zwillingsgrenzen von den Flächen p und $\underline{p}$ nur kleine Facetten übrig bleiben, während die Flächen o^1 und $\underline{o}^1$ ein Oktaeder bilden, an dessen Kanten die Reste der Flächen p und $\underline{p}$ einspringende Winkel (Einkerbungen) bilden. Die zu Tetraedern gleicher Stellung gehörigen Flächen o^1 und $\underline{o}^1$ sind physikalisch nicht voneinander verschieden; p und $\underline{p}$ sind meist parallel mit den einspringenden Kanten deutlich gestreift. Von der

Fig. 361. Fig. 362. Fig. 363. Fig. 364.

Zwillingsbildung und Hemiedrie gibt dann nichts mehr Kunde, als diese eingekerbten Kanten des scheinbaren Oktaeders, die man an sehr vielen Diamantkrystallen beobachtet. Wenn die Abstumpfung der Ecken von p noch stärker ist, als in Fig. 362, dann verschwinden diese Kerben oft ganz und man hat ein scheinbar vollflächiges, weil von lauter gleichen Flächen umgrenztes Oktaeder. Formen wie das scheinbar vollflächige Hexakisoktaeder (Fig. 361) hat man sich wohl als Kombination zweier korrelater Hexakistetraeder vorzustellen; allerdings ist ein physikalischer Unterschied der in den abwechselnden Oktanten liegenden Flächen, wie er eigentlich zu erwarten wäre, auch hier nicht zu erkennen.

Übrigens finden sich häufig auch Zwillinge mit gekreuzten Achsen nach dem gewöhnlichen Zwillingsgesetz, Zw. Fl. die Oktaederfläche. Die Individuen sind oft für sich Durchkreuzungszwillinge wie der eben beschriebene, von der Form des Oktaeders; dann entstehen Zwillinge wie Fig. 266 (Spinellzwillinge); oder sie sind, und zwar noch häufiger, von Granatoeder- oder Hexakisoktaederform, die Zwillinge sind dann ganz analog gebildet wie die Sodalithzwillinge (157) Fig. 261), aber meist in der Richtung der Zwillingsachse stark verkürzt. Ein solcher Diamantzwilling ist Fig. 364 abgebildet: zwei der Zwillingsfläche parallele Oktaederflächen o sind senkrecht zur Zwillingsachse, die übrigen Flächen sind Hexakisoktaederflächen. Derartige Krystalle haben wegen der Flächenkrümmung eine charakteristische Linsenform. Auch Durchwachsung zweier Würfel nach diesem Gesetz, wie beim Flußspat (Fig. 269), kommt vor.

Den Oktaederflächen gehen vollkommene Bl. Br. parallel. H. = 10, härtestes Mineral. Spröde. G. = 3,50—3,53; bei — 42°3 ein Maximum der Dichtigkeit. Demantglänzend; wenn ganz rein, durchsichtig, wenn unrein, trübe bis undurchsichtig. Farblos und wasserhell (wenn keine Spur von Färbung oder Trübung: Steine vom reinsten oder ersten Wasser); häufig etwas gefärbt, meist gelblich, dann weniger wertvoll. Tiefe, gesättigte Farben: blau, rot, grün, auch schwarz sind sehr selten und sehr geschätzt. Sehr starke einfache Lichtbrechung und Farbenzerstreuung: $n = 2,40735$ (r.); 2,46476 (v.). Auf letzterer beruht das prächtige Farbenspiel (Feuer) geschliffener Diamanten. Zuweilen Spuren von anomaler Doppelbrechung, besonders in der Nähe der nicht selten vorhandenen Einschlüsse fester, flüssiger und gasförmiger Natur. Durch Bestrahlung, besser durch Reiben, phosphoreszierend, oft lang andauernd. Durch Reiben auch + elektrisch. Sehr schlechter Leiter der Elektrizität. Guter Leiter der Wärme. Durch Erwärmen wenig ausgedehnt. V. d. L. unschmelzbar. Bei längerem Glühen an der Luft, oder besser im Sauerstoff, verbrennt er zu CO_2; im O-Strom brennt er sogar, einmal entzündet, fort. Nach kürzerem Glühen an der Luft entstehen auf den Oktaederflächen als Ätzfiguren regelmäßig dreiseitige pyramidale Vertiefungen ähnlich den oben erwähnten, aber von anderer Orientierung. Durch Erhitzen im elektrischen Bogen geht der Diamant in Graphit über. Von Säuren und Alkalien nicht angegriffen; durch Kochen mit Scwefelsäure und Kaliumbichromat wird das feine Pulver oxydiert. Mit „blue ground" (siehe unten) geschmolzen werden die Krystalle resorbiert.

Der Diamant findet sich meist in ringsum ausgebildeten Krystallen oder in Gruppen unregelmäßig verwachsener Krystalle (Bort). Nicht selten finden sich auch runde, radialfasrige Kugeln (Bortkugeln). Die früher und seit den ältesten Zeiten bekannten Lagerstätten waren durchweg Seifen, z. T. durch ein Bindemittel wieder verfestigte, Sandsteine und Konglomerate bildend, und vielfach älteren geologischen Formationen angehörig. Die Hauptfundstellen der frühesten Zeiten und bis in das 18. Jahrhundert lagen in Vorderindien; sie sind heutzutage fast erschöpft und von geringer Bedeutung. Daneben lieferte Borneo eine kleine Anzahl von Steinen. Seit etwa 1728 kennt man die brasilianischen Diamanten, besonders aus den Provinzen Minas Geraës und Bahia stammend, die auch heute noch wichtig sind. In neuester Zeit werden auch die australischen Seifen nach Diamanten durchsucht und dabei so viele Steine erbeutet, daß sie eine gewisse beschränkte Wichtigkeit erlangt haben. Sie sind besonders hart und bieten daher dem Schleifer große Schwierigkeiten. Unbedeutend ist das Vorkommen am Ural und in den Vereinigten Staaten an zahlreichen Stellen, auch hier wie in allen genannten Gegenden nur auf

sekundärer Lagerstätte, in Seifen. Das ursprüngliche Muttergestein und die Art der Entstehung ist überall noch ganz in Dunkel gehüllt.

Seit 1867 ist Südafrika in die Reihe der Diamanten liefernden Länder eingetreten. Zuerst waren die Funde nur spärlich und ebenfalls auf Seifen beschränkt, besonders im Vaalfluß, der auch jetzt noch einigen Ertrag liefert. Um 1870 wurden aber die Lagerstätten bei der (darauf hin entstandenen) Stadt Kimberley bekannt, die sich durch eine ganz abweichende Art des Vorkommens und durch besondere Reichhaltigkeit auszeichnen. Die Edelsteine finden sich hier nicht in Seifen; sie liegen in einer grünen serpentinartigen Trümmermasse, die eine Anzahl von senkrecht in die Erde sich hineinziehenden Kanälen mit rundlichem Querschnitt von unbekannter Tiefe und einigen hundert Meter Durchmesser erfüllt. Sie ist scharf gegen das umgebende Gestein abgegrenzt, das keine Spur von Diamanten enthält. In dem die Kanäle erfüllenden Gestein, dem sog. blue ground, sind sie aber in verhältnismäßig so großer Menge eingeschlossen, daß die Gegend von Kimberley jetzt mehr Diamanten liefert, als alle anderen Fundorte zusammen, und daß sie sogar in der kurzen Zeit seit 1870 schon mehr geliefert hat, als alle anderen Fundorte zusammen seit den ältesten Zeiten. Die gegenwärtige Jahresproduktion, die aber leicht gesteigert werden könnte, wiegt etwa $3\frac{1}{2}$ Mill. Karat und hat einen Wert von ca. 80 Mill. Mark. Die Diamanten am Kap (Kapdiamanten) sind nicht nur reichlicher, sondern auch durchschnittlich größer als sonstwo. Während in Indien und Brasilien meist nur sehr kleine Steine vorkommen, so daß solche von Erbsengröße schon selten, von Haselnußgröße recht ungewöhnlich und noch größere nur ganz vereinzelt vorgekommen sind, trifft man am Kap haselnußgroße Steine noch recht häufig und es vergeht kaum ein Tag, an dem nicht ein solcher gefunden würde. Der größte Kapdiamant und zugleich der größte überhaupt gefundene ist der sog. Excelsior, ca. 8 cm lang und 4 cm dick und breit; er hat etwa den Umfang einer Kinderfaust und ein Gewicht von $971\frac{3}{4}$ Karat (nahezu 200 Gramm). Im allgemeinen sind aber die Kapsteine deswegen weniger wertvoll, als die indischen und brasilischen, weil sie meist eine etwas ins gelbliche gehende Farbe zeigen, was bei den letzteren nicht so der Fall ist.

Bemerkenswert ist das Vorkommen von meist mikroskopisch kleinen Diamanten in manchen Meteoriten, so in dem Meteoreisen vom Cañon Diablo in Arizona und im Meteorstein von Nowo Urei, Gouv. Pensa in Rußland. Ebenso hat man im Stahl und im Hartgußeisen kleine Diamanten beobachtet. Der im Eisen gelöste Kohlenstoff scheidet sich z. T. in der Form von Diamant aus, wenn die Erkaltung und Erstarrung unter starkem Druck vor sich geht. Moissan hat auf

diese Weise zuerst kleine Diamanten künstlich dargestellt. Auch Kohlenstoff, der in einem Silikatschmelzfluß gelöst ist, krystallisiert nach J. Friedländer und R. von Haßlinger beim Erkalten teilweise als Diamant.

Karbonat (Carbonado) ist ein krystallinischer, derber, poröser, schwarzer D. von coaksähnlichem Aussehen und vielleicht noch etwas härter, der in oft größeren Klumpen (bis 2 *tt.* Gewicht) sich in den brasilischen Diamantseifen, besonders in Bahia findet; er ist unrein und hat bis zu 2 % Beimengungen.

Der D. wird seit den ältesten Zeiten als Edelstein verwendet. Zur Erhöhung des Effekts wird er geschliffen, was wegen der großen Härte nur im eigenen Pulver geschehen kann. Je nach der Zahl und gegenseitigen Lage der angeschliffenen Facetten unterscheidet man hier wie bei anderen Edelsteinen verschiedene Schliffformen: Brillanten, Rosetten, Tafelsteine etc. Zur Herstellung des Schleifpulvers verwendet man z. T. Abfälle größerer Stücke, welche zum Schleifen zu klein oder zu schlecht sind, und trübe oder unregelmäßig verwachsene Kryställchen, die sich zum Schleifen nicht eignen (Diamantbort). Im Juwelenhandel werden die D. nach Karatgewicht verkauft, 1 Karat schwankend um 200 mgr, meist 205 mgr. Der Diamant dient übrigens wegen seiner Härte auch zum Schleifen anderer Edelsteine, zum Bohren derselben etc., neuerdings hauptsächlich auch zu Gesteinsbohrungen in Bergwerken, Tunnels etc.; besonders der Karbonat wird hierzu benutzt. Zum Glasschneiden kann nur eine natürliche Krystallkante dienen, nicht ein Spaltungssplitter, ein solcher ritzt nur, schneidet aber nicht. Ein Karat rohen Diamants kostet in Kimberley im Durchschnitt gegen 30 Mk. Ein als Brillant gut geschliffener Stein von einem Karat und von der besten Qualität (vom reinsten Wasser) wird im Edelsteinkleinhandel um ca. 300 Mk. verkauft. Dieser Preis steigt bei höherem Gewicht in stärkerem Maße als dieses, da größere Steine verhältnismäßig weit seltener sind, als kleinere. Wenn die Qualität geringer ist, ermäßigt sich der Preis erheblich.

(G. Rose-Sadebeck, Abh. Berl. Akad. 1876; E. Weiß, N. Jahrb. Min. etc. 1880, Bd. II; G. Rose, Sitzgsber. Berl. Akad. 1872; Bauer, Edelsteinkunde 1896.)

Graphit (Reißblei).

C, aber weniger rein, als Diamant; selten weniger als 1 % *Fe*-haltiger Aschenbestandteile, deren Menge bis zu 20 % steigen kann. Auch flüchtige Bestandteile fehlen nicht ganz. Findet sich zuweilen in dünnen sechsseitigen Plättchen, welche aber dem monoklinen System angehören sollen. Sehr deutlicher Blätterbruch nach der Basis; sehr mild, gemein biegsam. H. = 0,5—1, daher fettig anzufühlen und auf

Papier schreibend. Schwarz mit schwarzem Strich; reine Massen stark metallglänzend, unreine matt, halbmetallisch; undurchsichtig. Guter Leiter der Elektrizität. G. = 1,9—2,3; der reine von Ceylon: G. = 2,25. Unschmelzbar. Von Säuren und Basen nicht angegriffen, jedoch durch Kochen des Pulvers mit Schwefelsäure und Kaliumbichromat; ebenso durch Erhitzen mit Salpetersäure und Kaliumchlorat, wobei Graphitsäure entsteht. Mit Salpeter schwach verpuffend; im Sauerstoff schwerer verbrennend, als Diamant. Mancher Graphit bläht sich, mit konz. HNO_3 getränkt und auf Platinblech geglüht, wurmartig auf (*Graphit* im engeren Sinne), mancher andere tut das nicht (*Graphitit*). Doch soll dieser Unterschied nur auf der mehr oder weniger feinkörnigen Struktur beruhen. Ein äußerst feinkörniger Graphit aus dem Glimmerschiefer im sächsichen Erzgebirge ist *Graphitoid* genannt worden.

Der Graphit ist ein technisch wichtiges Mineral, von dem hier nur die Art und Weise des Vorkommens im allgemeinen nebst einer Anzahl der wichtigsten Fundorte angegeben werden kann. Einzelne Täfelchen liegen im körnigen Kalk, z. T. mit deutlicheren Krystallflächen (Pargas in Finnland, Ticonderoga im Staat New York etc.), meist aber unregelmäßige kleine Plättchen. Besonders in der Kontaktzone gegen Silikatgesteine; stellenweise ist der Kalk mit Graphitstaub förmlich imprägniert und dadurch schwarz gefärbt (Auerbach a. d. Bergstraße, Wunsiedel im Fichtelgebirge, in Schlesien an mehreren Orten etc.). Sparsam in Eruptivgesteinen (im Gabbro von Harzburg, im Syenit von Miask im Ural und von Fredriksvärn in Norwegen, im Porphyr von Elbingerode im Harz) etc. Hauptsächlich verbreitet in krystallinischen Schiefern (Gneiß, Glimmerschiefer etc.), auch Tonschiefer, in denen er vielfach den Glimmer ersetzt und Graphitschiefer bildet. Dazwischen nicht selten größere Massen reineren Graphits, blättrig, zuweilen von ausgedehnten Lamellen zusammengesetzt, auch strahlig und stengligblättrig, sowie schuppig bis dicht, mehr oder weniger rein, selten fasrig, holzähnlich. So findet er sich in den krystallinischen Schiefern, Gneißen etc. am Rande des bayrisch-böhmischen Waldes, stellenweise in Massen. Hierher gehört u. a. das wichtige Vorkommen in der Gegend von Passau, das einen beträchtlichen. Ertrag liefert, und das von Schwarzbach in Böhmen. Ebenso findet sich das Mineral in den krystallinischen Schiefern der steirischen Alpen, wo es gleichfalls da und dort gewonnen wird, an vielen Orten in den Vereinigten Staaten, in Kanada etc. Das heutzutage wichtigste Vorkommen ist aber auf Gängen im Granit, Gneiß, Granulit etc., wo der Graphit besonders rein ist und ebenfalls alle die oben erwähnten Strukturformen zeigt. So ist es in Ceylon, von wo gegenwärtig der meiste und beste Graphit in den Handel kommt. Hierher gehört wohl auch der jetzt erschöpfte, sog.

Alibert-Graphit aus dem Tunkinskschen Gebirge in Sibirien, 400 Werst westlich von Irkutsk (oder vom Baikalsee) und der früher berühmte Graphit von Borrowdale in Cumberland (England). In größeren Mengen kommt Graphit auch in Grönland vor. Schließlich sei noch erwähnt, daß auch in einigen Meteoriten Graphit gefunden worden ist. Die Entstehung des Graphits in der Natur kann noch nicht befriedigend erklärt werden. Künstlich entsteht er durch Ausscheiden von Kohlenstoff aus schmelzendem Gußeisen bei der Erstarrung.

Verwendung des weniger reinen Gr. zum Ofenschwärzen, zu Schmelztiegeln etc., des reineren zu Bleistiften. — (Nordenskiöld, Pogg. Ann. Bd. 96; Hj. Sjögren, Öfvers. kgl. Vetenskaps-Ak. Förh. Stockholm, 1884 pag. 29; Weinschenk, Abhandlgn. bayr. Akad. 1897, 1900; Zeitschr. f. Kryst. Bd. 28, 1897, pag. 291.)

Cliftonit ist Graphit in regulären, besonders würfligen Formen, aus manchen Meteoreisen; wahrscheinlich eine Pseudomorphose (Paramorphose) von Graphit nach Diamant.

Schungit ist ein metallglänzender amorpher Kohlenstoff, zwischen Graphit und Anthracit in der Mitte stehend, sehr hygroskopisch; dünne Flötze im Tonschiefer von Schunga, Gouv. Olonetz, Rußland, bildend.

b. Metalle.

Die in der Natur im freien, gediegenen Zustande vorkommenden Metalle sind teils *regulär*, teils *rhomboedrisch*. Alle regulären und alle rhomboedrischen sind je miteinander isomorph und finden sich vielfach miteinander gemischt. *Pd* ist sowohl regulär als rhomboedrisch bekannt. Die Gesamtheit der natürlich vorkommenden Metalle bildet daher eine isodimorphe Reihe, um so mehr, als auch noch andere Metalle, besonders *Ir*, wenigstens in den isomorphen Mischungen, in beiden Reihen vorkommen. Die regulären Metalle sind geschmeidig und dehnbar, die rhomboedrischen höchstens milde, jedenfalls stets spröder als die regulären, und nie dehnbar. Man unterscheidet daher auch *geschmeidige* und *spröde* Metalle.

Isomorphe Reihe der rhomboedrischen (spröden) Metalle.

Palladium:	$a:c=?$	Arsen:	$a:c=1:1{,}4025$
Wismut:	$a:c=1:1{,}3036$	Tellur:	$a:c=1:1{,}3298$
Antimon:	$a:c=1:1{,}3236$	Osmium-Iridium:	$a:c=1:1{,}4105$.

In isomorpher Mischung findet sich also hier das isoliert nur in regulären, nicht aber in rhomboedrischen Krystallen bekannte Iridium, sowie andere Metalle der regulären Reihe. (G. Rose, Abh. Berl. Ak. 1850.)

Wismut.

Bi mit geringen Beimischungen von *As, Sb, S* etc. Das Hauptrhomboeder $R\,(10\bar{1}1)$ hat in den E. K.: $R/R = 87^\circ\ 40'$, ist also dem Würfel sehr ähnlich. Zwillinge nach: $-\frac{1}{2}R\ (01\bar{1}2)$. Natürliche Krystalle sehr selten, meist nur körnige, derbe, blättrige Massen; die Bl. Br. gehen nach der Basis $0R\ (0001)$ vollkommen, nach dem nächsten schärferen Rhomboeder $-2R\,(02\bar{2}1)$, das auch als selbständige

Krystallform vorkommt (Schneeberg), etwas weniger deutlich. Auch blechförmig, federartig, baumförmig und gestrickt. Metallglänzend, rötlich silberweiß, häufig grün oder bunt angelaufen. H. = 2—3, milde. G. = 9,6—9,8. Leicht v. d. L. schmelzbar, gibt einen gelben Beschlag auf der Kohle. In HNO_3 löslich, die Lösung gibt mit viel Wasser einen weißen Niederschlag. Findet sich vorzugsweise auf Gängen im Gneiß etc. mit *Co*- und *Ni*-Erzen. Im Erzgebirge besonders bei Schneeberg, aber auch bei Joachimsthal etc.; dann bei Riechelsdorf und Bieber in Hessen; bei Wittichen im Schwarzwald etc.; in größeren Mengen in Bolivia; auch in Neu-Süd-Wales. Wird in der Medizin, zu Thermosäulen und zu leichtflüssigen Legierungen verwendet.

Als isomorphe Mischungen von *Bi* und *Te*, die auch zuweilen noch *Se* und *S* enthalten, gelten manchmal Tellurwismut, Tetradymit etc. Siehe dagegen unten.

Antimon.

Sb, etwas *As*, *Ag* etc. $R/R = 87^0\ 7'$ (E. K.). Zwillinge nach $-\frac{1}{2}R\,(01\bar{1}2)$; zuweilen mehrfach wiederholte Zwillingsbildung. Deutliche Krystalle selten. Bl. Br. nach der Basis $0R\,(0001)$ und dem nächsten schärferen Rhomboeder $-2R\ (02\bar{2}1)$ vollkommen. H. = 3—4. Mild ins Spröde. G. = 6,6—6,8. Metallglänzend. Zinnweiß, wenig anlaufend. Leicht schmelzbar und flüchtig, gibt einen dicken weißen Rauch und auf der Kohle einen weißen Beschlag. Selten in größeren Mengen als derbes, körniges Aggregat, meist in einzelnen Körnern, oder als dünner Überzug, besonders auf Arsen; auch mit nierenförmig gerundeter Oberfläche. Hauptsächlich auf Erzgängen: Andreasberg im Harz, Příbram in Böhmen, Allemont in Frankreich, Sala in Schweden; Sarawak auf Borneo etc.

(Laspeyres, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 27, 1875, 574; F. A. Roemer, N. Jahrb. Min. 1848, pag. 310; Mügge, N. Jahrb. Min. 1884, II, pag. 40.)

Arsen.

As mit wenig *Sb*, *Fe*, *Ni*, *Co*, *Ag*, *Au* etc. Natürliche Krystalle sehr selten. $R/R = 85^0\ 4'$ (E. K.). Bl. Br. nach der Basis $0R\,(0001)$ vollkommen und nach $-\frac{1}{2}R\,(01\bar{1}2)$ weniger deutlich. Zinnweiß ins Graue auf ganz frischem Bruch, aber sehr rasch schwarz anlaufend. Spröde. H. = 3—4. G. = 5,7—5,8. V. d. L. ohne zu schmelzen flüchtig mit Knoblauchgeruch. Meist in derben, häufig schaligen, feinkörnigen bis dichten Stücken mit nierenförmiger Oberfläche (Scherbenkobalt); die einzelnen Schalen lassen sich häufig voneinander abheben; die Oberfläche trägt nicht selten einen dünnen Überzug von weißem und an der Luft nicht schwarz werdendem Antimon. Auf Erz-, bes. Silbergängen (Andreasberg, Freiberg und andere Orte im Erzgebirge, Allemont etc.), auch mit *Co*- und *Ni*-Erzen. Nirgends in großer Menge.

Neuerdings in rhomboedrischen Krystallen bei Akadanimura, Prov. Echizen in Japan, in nicht ganz geringer Quantität.

(v. Zepharovich, Sitzgsber. Wiener Akad. Bd. 71.)

Isomorphe Mischungen von *As* und *Sb* finden sich unter dem Namen *Arsenantimon* (Allemontit). Andreasberg, Příbram in Böhmen, Allemont im Dauphiné.

Tellur. *Te* zuweilen mit einer isomorphen Beimischung von *Se*. Kleine selten deutliche Krystalle, $R/R = 86^\circ\ 57'$ (E. K.). Spaltbar nach dem Prisma $\infty R\ (10\bar{1}0)$ vollkommen, nach der Basis unvollkommen. Meist feinkörnige, metallisch glänzende Aggregate von zinnweißer Farbe. G. = 6,1—6,3. H. = $2^1/_2$, mild. Fazebaja in Siebenbürgen, Colorado und Kalifornien in Nordamerika. (v. Foullon, Verh. k. k. Reichsanstalt 1884.)

Osmium-Iridium. Rhomboedrische isomorphe Mischungen von *Ir*, *Os* und einigen anderen Platinmetallen in verschiedenen Verhältnissen: 17—80 % *Os*; 70—20 % *Ir*, wenig *Pt*, *Rh*, *Ru* etc. $R/R = 84^\circ\ 52'$. Es sind alle möglichen Mischungsverhältnisse beobachtet, doch unterscheidet man vornehmlich deren zwei, die aber an den Fundorten stets zusammen vorkommen:

a) *Dunkles O.* (Iridosmin, Sysserskit); 20—30 % *Ir*, den Formeln: $Ir\,Os_3$ bis $Ir\,Os_4$ entsprechend. G. = 20,0—21,2. H. = 7. Bildet kleine stahl- bis bleigraue, basisch spaltbare, spröde Plättchen, zuweilen regelmäßig sechsseitig mit Dihexaederflächen. Verlieren in der Hitze *Os* und geben den charakteristischen *Os*-geruch. Werden in der Spiritusflamme schwarz, und auf Platinblech erhitzt laufen sie bunt an. Spärlich in den Platinseifen des Ural, besonders bei Syssersk, auch in Kalifornien.

b) *Helles oder lichtes O.* (Osmiridium, Newjanskit.) 40—70 % *Ir*, den Formeln: $Ir\,Os$ bis $Ir_4\,Os$ entsprechend. Selten dihexaedrische Kryställchen, sonst in ähnlichen Plättchen wie das dunkle *O.*, aber zinnweiß und v. d. L. unveränderlich, nur von schmelzendem Salpeter angegriffen. G. = 18,8—19,5. H. = 7. Ebenfalls mit *Pt* zusammen im Ural, aber häufiger als das dunkle *O.*; besonders bei Newjansk und Nischne-Tagilsk im Ural; auch in Südamerika, Brasilien etc.

Palladium, sehr selten. Dimorph. 1. sehr kleine, silberweiße, hexagonale Täfelchen auf Gold bei Tilkerode am Harz *(Allopalladium)*, 2. kleine lichte stahlgraue Oktaederchen mit Platin in Brasilien. Hiermit beginnt die

Isomorphe Reihe der regulären (geschmeidigen) Metalle.

Umfassend die Metalle: *Pd*, *Ir*, *Pt*, *Au*, *Ag*, *Cu*, *Fe*, *Pb*, *Hg* nebst Amalgam.

Iridium, sehr selten. Silberweiße Körnchen und undeutliche Kryställchen. Ural. Stets *Pt*-haltig; sehr *Pt*-reiche heißen *Platiniridium* (Brasilien). G. = 21,57—23,46.

Platin.

Pt in isomorpher Mischung mit *Fe*, *Ir*, *Rh*, *Ru*, *Pd*, *Os*, *Au*, *Cu* etc., selten *Ni*. Wegen der vielen fremden Beimischungen auch *Polyxen* genannt. *Pt* meist zwischen 70 und 80 %, sodann 5—13 *Fe*, sogar 19 % *Fe* (Eisenplatin), die anderen Metalle in geringeren Mengen. Krystalle, Oktaeder und Würfel, wenig deutlich und nicht spaltbar, sind selten. Meist kleine Körnchen oder Schüppchen, seltener größere, unregelmäßig gestaltete Knollen und Klumpen mit meist löcheriger, rauher oder durch Abrollung glatter Oberfläche, bis zu 20 Pfund. Metall-

glänzend, licht stahlgrau. G. = 17—19. H. = 4—4½; für das Eisenplatin ist H. = 6 und G. = 14½—15½. Vielfach magnetisch, oft ziemlich stark, nicht selten polar (Platinmagnete), besonders die eisenreichen, doch ist die Stärke des Magnetismus nicht durchweg dem *Fe*-gehalt entsprechend. Dehnbar mit hakigem Bruch. V. d. L. unschmelzbar. Nur in Königswasser löslich. Hat sich bisher fast ausschließlich in Seifen gefunden, aus denen es ausgewaschen wird (Platinseifen), zuerst bei Popayan in Kolumbien in Südamerika, sodann in Brasilien, Borneo etc. Die Hauptmasse des in der Technik (früher auch zu russischen Münzen) verwendeten *Pt* kommt aber (seit 1822) vom Ural, wo es an vielen Stellen, besonders in der Gegend von Nischne-Tagilsk, mit anderen Platinmetallen, besonders Iridium und Osmiumiridium, wenig *Au* (das für sich allein in anderen Seifen vorkommt), Edelsteinen, Chromeisenstein und Serpentin, in welchem es ursprünglich eingewachsen war, sich findet. Das ursprüngliche Muttergestein ist ein Olivingestein, das durch Verwitterung in Serpentin übergeht. Bei Beresowsk im Ural und in Neugranada auch mit Gold im Quarz. Produktion im ganzen Ural: 96 Pud im Jahre 1876; 181 Pud im Jahre 1881; 363 und 332 Pud in den Jahren 1899 und 1900.

Gold.

Au, aber nie ohne einen mehr oder weniger großen *Ag*-Gehalt, 0,16—15 % *Ag*, doch steigt derselbe ausnahmsweise bis über 30 % (*Elektrum*, z. B. vom vom Schlangenberg im Altai); wenig *Fe* und *Cu*; selten etwas *Pd* (*Palladiumgold* = *Porpezit* aus Brasilien) oder *Rh* (*Rhodiumgold*).

Das Gold ist häufig schön krystallisiert. Oktaeder: *O* (111) und Würfel: ∞*O*∞ (100) sind die Hauptformen, weniger häufig ist das Granatoeder: ∞*O* (110), der Pyramidenwürfel: ∞*O*2 (210) und das Ikositetraeder: 3*O*3 (311), auch 2*O*2 (211). Weitere Formen sind selten. Zwillinge nach *O* sind sehr gewöhnlich; sie bilden häufig dendritische und blechförmige Gestalten, an denen die Oberseite zur Unterseite in Zwillingsstellung sich befindet (172). Auch baum-, zahn-, draht-, haar- und moosförmig und gestrickt. Sehr geschmeidig und dehnbar mit hakigem Bruch. H. = 2½—3. G. = 15,0—19,4. Goldgelb, um so lichter, je mehr *Ag*. Lebhafter Metallglanz. In äußerst dünnen Schichten mit grüner Farbe durchscheinend. V. d. L. unschwer schmelzbar; nur in Königswasser leicht löslich. Verbindet sich schwer mit anderen Elementen, daher fast nur gediegen in der Natur; in Erzen, und zwar nur mit *Te* verbunden, spärlich (vergl. Schrifterz, Blättererz etc.).

Das gediegene Gold findet sich auf ursprünglicher, primärer Lagerstätte da, wo es entstanden ist (Berggold), und in großen Mengen in

sekundären Ablagerungen, in Seifen, aus denen es durch Waschen gewonnen wird (Seifengold oder Waschgold). Es ist sehr häufig in Quarz eingewachsen (sog. Goldquarz), häufig in größeren Körnern, vielfach auch in winzigen mit bloßem Auge nicht wahrnehmbaren Flitterchen. Hier ist es außer von anderen Mineralien fast immer von Schwefelkies begleitet, der dann gleichfalls goldhaltig zu sein pflegt.

An zahlreichen Orten steht das Gold mit jüngeren Eruptivgesteinen (Andesiten, Propyliten, Grünsteintrachyten) in Beziehung. Es ist dann meist stark silberhaltig und deshalb hellgelb gefärbt und wird auf solchen Lagerstätten auch vielfach von Silbererzen, manchmal auch von Tellurgolderzen begleitet, auch hier mit Schwefelkies in Quarz eingewachsen, der Spalten und Klüfte in dem zersetzten Gestein erfüllt. So findet es sich bei Verespatak, Nagyag und Offenbanya in Siebenbürgen, z. T. mit Tellurgoldverbindungen, bei Schemnitz und Kremnitz in Ungarn mit Silbererzen, ähnlich in den westlichen Staaten der nordamerikanischen Union (Comstockgang in Nevada etc.) und weiter im Süden in Mexiko, Peru, Chile, die Gold nebst Silber in großer Menge geliefert haben. Das Gold ist hier von junger Bildung, und wahrscheinlich ist seine Entstehung mit der Eruption jener Gesteine in Verbindung zu bringen, die in der Tertiärzeit erfolgte. Übrigens hat man auch schon in älteren Eruptivgesteinen Gold eingewachsen gefunden, so im Granit und Diorit im Ural etc.

Da und dort ist der Goldquarz in linsenförmigen Massen, den krystallinischen Schiefern, oder auch wohl den Schichten der ältesten paläozoischen Formationen eingelagert; so in den atlantischen Unionsstaaten (Georgia, Nord- und Süd-Carolina, Virginia), am Heinzenberg in Tirol etc. Noch häufiger und in noch größerer Menge erfüllt er aber Spalten und Klüfte, oft von erheblicher Länge und Mächtigkeit in diesen Schiefern, Gneiß etc. und in den damit in Verbindung stehenden Eruptivgesteinen, Granit etc. In dieser Weise findet sich das Gold an zahlreichen Stellen in Kalifornien und Mexiko, in Australien und zwar besonders in Westaustralien (Coolgardie und Murchison-Distrikt), Victoria (Goldfelder von Ballarat und Bendigo) und Queensland (Mt. Morgan); in Transvaal (Barberton-Distrikt), bei Beresowsk im Ural etc. An allen diesen Stellen ist der Goldgehalt des Quarzes so groß, daß es daraus gewonnen werden kann. Ärmere Lagerstätten desselben Charakters gibt es noch viele, auch in Europa, die aber nicht weiter erwähnt werden sollen. Überhaupt gehört das Gold keineswegs zu den seltenen Mineralien, es ist aber an den meisten Stellen nur in sehr geringer Menge vorhanden.

Diese alten Goldquarzlagerstätten sind nun vielfach durch die seit den frühesten geologischen Zeiten auf sie einwirkenden Umwandlungsprozesse zersetzt und zerstört. Es haben sich aus ihnen Seifen

gebildet, in denen das Gold nur in einzelnen winzigen losen Plättchen, Schüppchen und Körnchen, bis zu Knollen und Klumpen von mehreren Zentnern Gewicht mit den Trümmern und Zersetzungsprodukten des Muttergesteins gemengt sich findet. Der größte bekannte Goldklumpen dieser Art, aus einer chilenischen Seife stammend, wog 153,16 Kilo. Die schalige Struktur dieser Massen macht es wahrscheinlich, daß sie allmählich, z. T. vielleicht erst in den Seifen, durch Absatz aus Lösungen entstanden sind. Mit allen jenen alten Goldquarzvorkommen stehen Seifen in Verbindung, niemals aber mit den Goldlagerstätten, die an jüngere Eruptivgesteine gebunden sind. Diese haben noch keine Zeit zur völligen Verwitterung und Seifenbildung gehabt. Die Seifen liegen häufig in den heutigen Tälern und bilden die Alluvionen der gegenwärtigen Flüsse und Bäche, die ja auch bei uns in Deutschland z. T. etwas Gold führen, wie der Rhein, die Eder in Hessen etc. Vielfach liegen sie aber auch auf den Plateaus über den jetzigen Talläufen und sind Bildungen früherer Zeiten (Tertiär). Stets sind die Seifen zuerst in Abbau genommen worden, da sie reicher und leichter zu bearbeiten sind, als der anstehende Goldquarz. Dieser wurde erst in Angriff genommen, nachdem jene erschöpft waren, was immer rasch der Fall war. So war es mit den Ende der vierziger Jahre des 19. Jahrhunderts entdeckten reichen Seifen in Kalifornien und Australien, deren Ertrag sehr stark zurückgegangen ist. In letzterem Lande und auch sonst sind inzwischen aber viele neue Funde dieser Art gemacht worden. Goldwäschereien finden sich heutzutage außer dort hauptsächlich im Ural und Sibirien, Brasilien, Neuseeland etc. Vor allem muß aber der Klondyke-Distrikt am Yukonflusse in Nordwest-Kanada, nahe der Grenze von Alaska, genannt werden, von wo in den letzten Jahren reiche Schätze gekommen sind.

An einigen Orten wurden die Trümmermassen der Seifen durch ein Bindemittel miteinander verkittet, so daß goldhaltige Sandsteine und Konglomerate entstanden. Von dieser Beschaffenheit sind die reichsten gegenwärtig bekannten Goldlagerstätten, die vom Witwatersrand westlich von Johannesburg in Transvaal. Das Gold liegt aber hier nicht in den Gesteinsbrocken, sondern in dem Cement und in den dieses und die letzteren durchziehenden haarfeinen Spältchen.

Die Gesamtgoldproduktion der Erde betrug 1900 im ganzen 386000 Kilo im Wert von 1065 Millionen Mark; davon kamen aus Nordamerika etwa 30 %, aus Australasien 30 %, Rußland ca. 10 %. Der Rest fiel auf die übrigen Länder, von denen in Europa außer Rußland Ungarn das reichste ist (3073 Kilo). Transvaal hat wegen des Krieges nur 10300 Kilo geliefert, 1889 war der Ertrag dort 110000 Kilo.

(G. Rose, Pogg. Ann. Bd. 23, 161 und 196; G. vom Rath, Ztschr. f. Kryst. I, 1877, 1; Helmhacker, Tschermaks Mineralog. Mitteilungen Bd. VII, 1, 1877; G. Werner, N. Jahrb. Min. 1881, Bd. I, 1; Dana, Ztschr. für Kryst. XII, 1887, 275; E. Cohen, Mittlgn. d. naturw. Vereins f. Neu-Vorpommern und Rügen 1887 (Seifengold); Suess,

Die Zukunft des Goldes, 1877; Schmeißer, Vorkommen und Gewinnung der nutzbaren Minerale in der südafrikanischen Republik, 1894.)

Silber.

Ag, meist sehr wenig fremde Beimischungen. Zuweilen etwas *Au*, bis 28 % (güldisches Silber von Kongsberg), auch etwas *Cu*, *As*, *Te*, *Hg*, *Bi*, *Pt* etc. Häufig schön krystallisiert, in denselben einfachen, meist stark verzerrten Formen und Zwillingen wie *Au*. Nicht spaltbar. Beim *Ag* sind die regelmäßig baumförmigen, dendritischen, gestrickten, farnkrautähnlichen und anderen derartigen Bildungen besonders ausgezeichnet, ebenso auch das platten-, zahn-, draht-, haar- und moosförmige Vorkommen, während Bleche selten so regelmäßig gebildet sind, wie beim Gold. Silberweiß d. h. mit einem Stich ins Gelbliche; in Berührung mit H_2S mehr oder weniger dunkel anlaufend unter Bildung von Ag_2S. Äußerst dünne Schichten blau durchscheinend. G. = 10,1—11,0. H. = 2,5—3. Sehr dehnbar. Bruch hakig. Bester Leiter der Elektrizität. V. d. L. leicht schmelzbar. In HNO_3 und konz. H_2SO_4 löslich; geht überhaupt viel leichter Verbindungen mit anderen Elementen, besonders mit *S* und *Cl* ein, als *Au* und *Pt* und findet sich daher viel häufiger und massenhafter in chemischer Verbindung als Erz, wie gediegen, während *Pt* fast nur und *Au* überwiegend im gediegenen Zustand in der Natur vorkommen. Das gediegene *Ag* findet sich nie in Seifen, nur auf ursprünglicher Lagerstätte, bes. auf Erzgängen mit Silbererzen. Die europäischen Fundorte sind z. T. ziemlich ausgebeutet. Es ist besonders zu nennen: Harz (Andreasberg); Markirch in den Vogesen; mehrere Orte im Schwarzwald; das Erzgebirge (Schneeberg, Marienberg, Freiberg, Joachimsthal etc.); Přibram in Böhmen; Schemnitz in Ungarn; Kongsberg in Norwegen; Altai (Schlangenberg); Nertschinsk in Transbaikalien etc.; besonders wichtig ist der westliche Teil von Amerika: westliche Unionsstaaten, Mexiko, Peru, Chile etc. Das Silber ist häufig in Ag_2S, $AgCl$ etc. umgewandelt, welche als Pseudomorphosen nach Silber vorkommen. Entsteht zuweilen aus Silberglanz, und anderen schwefelhaltigen Silbererzen (Sprödglaserz, Rotgültigerz etc.), in deren Formen es sich nicht selten als Pseudomorphose findet.

(Sadebeck, Tschermaks Min. u. petr. Mitt. I, 1878, 293; G. vom Rath, Ztschr. f. Kryst. Bd. III, 1878, 1 und XII, 1887, 545; G. Rose, Pogg. Ann. 23, 196.)

Quecksilber. Metallisch glänzende zinnweiße Tropfen von *Hg*, welche einzeln oder in größerer Anzahl auf Zinnober liegen, größere Massen sind selten. Almaden, Idria, Moschellandsberg in der Pfalz, Kalifornien etc. Zuweilen fern von Zinnoberlagerstätten im Diluvium auf rätselhafte Weise vorkommend, wie z. B. bei Lüneburg in Hannover. Krystallisiert bei —40° regulär.

Amalgam. Eine isomorphe Mischung von *Ag* und *Hg*, ungefähr dem Verhältnisse $AgHg$ bis Ag_2Hg_3 (26½—35 % *Ag*) entsprechend. Silberweiße, schöne, regu-

läre, zuweilen sehr flächenreiche Krystalle, auch runde oder eckige Körner und dünne Bleche und Anflüge auf Ton etc. mit Zinnober, besonders zu Moschellandsberg in der Pfalz und auf der Grube Friedrichssegen bei Oberlahnstein (56 *Ag*). Sehr viel mehr Silber enthält der *Arquerit*, $Ag_{12}Hg$ (86,5 *Ag*), in größeren Partien bei Arqueros unweit Coquimbo in Chile und in Brit. Columbia. Ähnliches auch bei Kongsberg (*Kongsbergit*, 96 *Ag*). Silberärmer ist ein Amalgam von Sala in Schweden (46.3 *Ag*), zwischen Amalgam und Arquerit in der Mitte stehend. *Goldamalgam*, in den *Pt*-seifen in Kolumbien; weiche zerdrückbare Körnchen; auch in Kalifornien.

Kupfer.

Cu, meist fast chemisch rein. Krystallisiert ganz ähnlich wie *Au* und *Ag*, die Krystalle nicht selten ziemlich groß und meist stark verzerrt. Häufig in dendritischen Bildungen, bei welchen sich die mehr oder weniger gedrängt stehenden Strahlen unter 60° schneiden. Die obere Seite befindet sich auch hier zur unteren in Zwillingsstellung nach der Oktaederfläche, nach welcher die Hauptausbreitung des Gebildes erfolgt (Fig. 292). Auch Bleche und dickere Platten, seltener zahn-, draht- und haarförmige Gestalten. Vielfach unregelmäßig begrenzte Körner und Klumpen und größere, zuweilen sehr umfangreiche Massen. Kupferrot, häufig braun, kirschrot oder grün angelaufen. G. = 8,5—8,9. H. = 2½—3. Sehr dehnbar, in allerfeinsten Plättchen grün durchscheinend. Bruch hakig. Schmilzt v. d. L. leicht, erstarrt unter Blasenwerfen und überzieht sich mit einer Schicht von schwarzem Oxyd. Leicht löslich in HNO_3 und in konz. H_2SO_4; kaum angegriffen von *HCl*. Mit anderen Elementen geht es leicht Verbindungen ein, daher überwiegend als Erz in der Natur. Doch wird es auch leicht durch reduzierende Mittel aus seinen Lösungen ausgeschieden, so durch Holz aus kupfervitriolhaltigen Grubenwässern (Cementwässern). Aus diesen kann es auch durch Eisen ausgefällt werden, das sich dabei auflöst (Cementkupfer). Daher vielfach als Neubildung. Das gediegen vorkommende *Cu* erleidet leicht Veränderungen, oxydiert sich zu Cu_2O (Rotkupfererz), welches sich weiter sehr häufig in das grüne Karbonat, Malachit, seltener in das blaue, Kupferlasur, verwandelt. Pseudomorphosen, *Cu* in der Form anderer Mineralien, nicht selten, z. B. nach Kalkspat, Aragonit etc. Das Kupfer findet sich mit Kupfererzen auf Gängen und Lagern. Im Ural in den turjinskschen Gruben bei Bogoslowsk (in schönster Ausbildung, in Kalk, auch in Ton eingewachsen, bis 25 Pfund schwere Massen), bei Gumeschewsk, Medio-Rudiansk und Nischne-Tagilsk, hier im Ton und Brauneisenstein; ferner in der Kirgisensteppe und im Altai. Großartigstes Vorkommen am Oberen See im Staat Michigan in Nordamerika, Mandelräume und Spalten in einem Mandelstein erfüllend und auf der Grenze zum Nebenstein, manchmal mit Silber, begleitet von Prehnit, zuweilen Hunderte von Centnern schwere Massen; Chile, Peru und besonders Bolivia (Corocoro); Australien (Wallaroo) etc. In Europa wenig wichtig, z. B.

bei Rheinbreitenbach am Rhein, in Cornwall, Szaszka und Moldawa im Banat, bei Falun in Schweden etc. Kaum in Seifen.

(G. Rose, Reise in den Ural Bd. I, 401; Schrauf, Tschermaks Min. Mittlgn., 1873; G. v. Rath, Ztschr. Kryst. Bd. II; Fletscher, Phil. Mag. ser. V Bd. 9, pag. 180; Dana, Ztschr. f. Kryst. XII, 1887, pag. 569.)

Eisen.

Das gediegene Eisen krystallisiert regulär, doch sind Krystalle nur von künstlicher Entstehung bekannt. Es sind meist undeutliche Oktaeder. Spaltbarkeit vollkommen nach den Würfelflächen. Nicht selten sind deutliche Zwillingslamellen, meist nach den Oktaederflächen, eingewachsen. Dehnbar und geschmeidig. Bruch hakig. H. = $4\frac{1}{2}$—5, in einzelnen Fällen härter. G. 7,88 (das reine). Sehr stark magnetisch. Starker Metallglanz und stahlgraue bis eisenschwarze Farbe, aber leicht an der Luft sich oxydierend und in braunes Eisenhydroxyd übergehend (rostend). In HCl, HNO_3 und H_2SO_4 leicht löslich. V. d. L. nicht schmelzend, aber sich oxydierend und in dünnen Drähten unter Funkensprühen verbrennend. Sehr selten ist das auf der Erde durch natürliche Prozesse entstandene Eisen (*tellurisches Eisen*); viel verbreiteter ist das als Bestandteil fast aller Meteoriten vorkommende *Meteoreisen*.

Tellurisches Eisen. Es ist vielfach zweifelhaft, ob man es nicht mit künstlichem Eisen zu tun hat, so bei den Eisenschüppchen in manchen Gold- und Platinseifen, die vielleicht von den eisernen Instrumenten herrühren, die beim Graben benutzt werden. Sicher im Basalt, in meist kleinen Körnchen, die bei der Berührung mit Kupfervitriollösung durch Ausscheidung von Cu rot werden. In großen, centnerschweren Massen im Basalt von Uifak auf der Insel Disko, Westgrönland und noch an manchen anderen Orten jener Gegend. Hier vielleicht durch die reduzierende Wirkung des glühend flüssigen Gesteins auf Braunkohle entstanden; früher für meteorisch gehalten. Im Distrikt Alberta in Kanada ist Eisen aus Eisenspat durch einen Braunkohlenbrand reduziert worden. Erwähnt wird ged. Eisen in einem Schwefelkiesknollen in der Lettenkohle bei Mühlhausen in Thüringen; in dem Kreidemergel von Chotzen in Böhmen etc.

Nickeleisen ist ebenfalls tellurisch bekannt in verschiedenen Mischungsverhältnissen beider Metalle, aber stets Ni überwiegend. *Awaruit*, etwa Ni_2Fe, aus Olivinfels und Serpentin des Redhill, Südinsel von Neuseeland, im Flußsand. *Oktibbehit*, $NiFe$, Oktibbeha County, Mississippi, Nordamerika. *Josephinit*, Ni_5Fe_2, im Flußsand von Josephine County, Oregon, mit Serpentin. Auch im Sande des Flusses Elvo bei Biella in Piemont ist Nickeleisen, Ni_3Fe_2, in einzelnen Körnchen gefunden worden.

Meteoreisen. Die Meteoriten sind bald reine Eisenmassen ohne steinige Bestandteile (Eisen von Braunau in Böhmen, gefallen 14. Juli 1847); bald bildet das Eisen ein zusammenhängendes zelliges Maschengewebe, dessen Zwischenräume durch Körner von Mineralien, z. B. von Olivin, erfüllt sind (sog. Pallaseisen von Krasnojarsk in Sibirien, ent-

deckt von Pallas 1771); oder endlich bildet das Eisen einzelne getrennte Körnchen und Flitterchen in den an Menge überwiegenden nicht metallischen, steinigen Bestandteilen. Ganz eisenfrei sind sehr wenige Meteoriten. Die beiden ersten Gruppen werden als Eisenmeteoriten (Meteoreisen), die letztere als Steinmeteoriten (Meteorsteine) bezeichnet und beide nach ihren Bestandteilen und ihrer Struktur noch in viele besonders benannte Gruppen zerteilt.

Das meteorische Eisen ist stets nickelhaltig, und zwar ist meist 6—10% *Ni*, auch gewöhnlich eine kleine Menge *Co* vorhanden. Die Mischung ist aber nicht durchweg dieselbe, sondern nickelärmere und -reichere Legierungen (bis 20% *Ni* und mehr) sind bekannt (*Kamazit*, *Tänit*, *Plessit*), die an größeren Stücken in der Richtung der Flächen eines Oktaeders lamellenförmig miteinander verwachsen sind. Es entsteht so ein dünn- und geradschaliger Bau, der besonders auf polierten und mit HNO_3 geätzten Flächen hervortritt. Die *Ni*-ärmeren Teile werden stärker angegriffen als die zwischenliegenden *Ni*-reicheren Lagen, welche dann etwas über jene hervorragen und so eine für Meteoreisen charakteristische Durchkreuzung gerader Linien nach verschiedenen Richtungen hervorbringen (Widmannstättensche Figuren). Häufig sind dem Meteoreisen zinnweiße Plättchen eingewachsen, ein Phosphornickeleisen von etwas wechselnder Zusammensetzung, dem man vielfach die Formel: Fe_4Ni_2P gibt (*Schreibersit*); einzelne Nädelchen im Eisen von Braunau von ähnlicher Zusammensetzung bilden den *Rhabdit*. Dem Schreibersit sieht ähnlich das *Cohenit* genannte Kohlenstoffeisen $(Fe, Ni)_3C$ mit 6% *C* und etwas *Co*; ähnlich zusammengesetzt ist der *Chalypit*, aber *C*-reicher, vielleicht Fe_2C. Eisenmeteoriten sieht man viel seltener fallen als Steinmeteoriten; außer Braunau z. B. Agram (26. Mai 1851). Früher gefallene Massen werden an den eben genannten Eigenschaften meist leicht als Meteoreisen erkannt. Das Gewicht der Stücke ist oft enorm: Pallaseisen 1600 Pfund; Eisen vom Red River, Louisiana 3000 Pfund; vom Fluß Bemdegó in Brasilien 17000 Pfund; das von Olumba in Peru über 300 Zentner, und 1000 Zentner das von Ranchito in Mexiko (in welchem Lande noch zahlreiche andere Eisenmeteoriten gefunden worden sind, z. B. bei Toluca viele kleine und auch größere Stücke bis 300 Pfund, im ganzen etwa gegen 2000 Pfund). Meist sind die Massen aber viel kleiner bis zu Pfunden und Bruchteilen von solchen.

(Tschermak, Sitzgsber. Wiener Ak. 1874, Bd. 70; Sadebeck, Pogg. Ann. 156, 554. 1876; Brezina, Denkschr. Wiener Ak. 1880 u. 1881; Steenstrup und Lorenzen, Ztschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 35, pag. 695; E. Cohen, Meteoritenkunde, I, 1894; Linck, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 20, 1892, pag. 209; Brezina u. Cohen, Meteoreisen I—III.)

Blei. *Pb*; bei Pajsberg etc. in Schweden auf Klüften der Eisen- und Manganerze; zuweilen reguläre Kryställchen. Auch an anderen Orten, aber mehrfach ist das Vorkommen unsicher.

Zink. Hexagonal, vielleicht mit den rhomboedrischen Metallen isomorph, im Basalt von Victoria; zweifelhaft.

Zinn. In künstlichen Krystallen rhombisch und quadratisch; wird angegeben aus den Goldseifen von Miask im Ural und in Guyana, sowie mit Wismutspat von Guanajuato in Mexiko; auch von Neu-Süd-Wales.

II. Klasse.

Haloidverbindungen.

Nicht metallische Mineralien von meist geringer Härte. *Cl-*, *Br-*, *J-*, und *F*-Verbindungen verschiedener Metalle. Teils wasserfrei, teils wasserhaltig; teils einfache Verbindungen, wie Steinsalz: $NaCl$, teils Doppelsalze, wie Carnallit: $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$. Bei manchen der hier untergebrachten Mineralien ist neben der Haloidverbindung noch eine Sauerstoffverbindung vorhanden, wie z. B. im Phosgenit: $PbCl_2 \cdot PbCO_3$. Viele hierher gehörige Mineralien sind im Wasser löslich, wie z. B. Steinsalz, andere nicht, wie z. B. Flußspat. Mehrere sind technisch von sehr großer Bedeutung, am wichtigsten das Steinsalz mit den Abraumsalzen.

a. Einfache Haloidverbindungen.

Isomorphe Reihe des Steinsalzes.

Cl-, *Br-* und *J*-Verbindungen der einwertigen Metalle *Na*, *K* nebst NH_4 und *Ag*. Kein Fluor. Es sind: Steinsalz, $NaCl$; Sylvin, KCl; Salmiak, NH_4Cl; Chlorsilber, $AgCl$; Huantajayit, $(Na, Ag)\,Cl$; Bromsilber, $AgBr$; Chlorbromsilber, $Ag\,(Cl, Br)$; Jodobromit, $AgJ \cdot 2Ag\,(Cl, Br)$ und andere isomorphe Mischungen von $AgCl$, $AgBr$ und AgJ (Jodembolite). Alle regulär, nicht tetraedrisch. Die vollflächig-regulären Silberhaloide werden auch unter dem Namen der „Hornsilber" oder der „Kerargyrite" zusammengefaßt.

Hieran schließt sich, abweichend krystallisiert: Jodyrit, AgJ, hexagonal. Sodann: Miersit, $4AgJ \cdot CuJ$; Marshit, CuJ; Nantokit, $CuCl$; alle regulär-tetraedrisch und wohl eine isomorphe Reihe für sich bildend. Die Verbindung AgJ findet sich also in mehreren heteromorphen Modifikationen in der Natur.

Steinsalz (Halit).

$NaCl$, zuweilen fast chemisch rein: 39,4 *Na*, 60,6 *Cl*; die vorkommenden Verunreinigungen sind: KCl, vielfach als isomorphe Beimischung, besonders in dem vulkanischen Steinsalz; sodann $MgCl_2$, $CaCl_2$, Na_2SO_4, $MgSO_4$, Gips, Anhydrit, Ton, organische Substanzen etc. Auch Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse mitunter von erheblicher Größe finden sich nicht selten. Die Gase sind zuweilen in gespanntem Zu-

stande eingeschlossen und sprengen die bei der Auflösung der Stücke im Wasser dünner werdenden Wände der Hohlräume unter einem knisternden Geräusch (Knistersalz von Wieliczka in Galizien).

Regulär: meist Würfel, selten auch Oktaeder, Granatoeder und Pyramidenwürfel. Beim Eindampfen von *NaCl*-Lösungen, z. B. in den Salinen, entstehen meist treppenförmig vertiefte, vierseitig pyramidale Skelette würfliger Krystalle. Den Würfelflächen entsprechen vollkommene Blätterbrüche; den Granatoederflächen gehen Gleitflächen parallel, die beiden Linien der Schlagfigur verlaufen also genau in der Richtung der Würfelflächendiagonalen. H. = 2½, milde. Reine Stücke wasserhell, durch Beimengungen undurchsichtig, auch mannigfach gefärbt: rot, grün, blau, violett etc.; das Pigment ist bisweilen organischer Natur und verschwindet beim Erwärmen, zuweilen unorganisch, z. B. Fe_2O_3, das die rote Farbe manches Steinsalzes hervorbringt. $n = 1{,}5442$ (*Na*-Licht). Glasglänzend. Diatherman. G. = 2,1—2,3. In Wasser leicht löslich, und zwar in der Wärme wenig mehr, als in der Kälte (1 Teil *NaCl* in 2,8 Teilen H_2O). Findet sich daher auch in allen terrestrischen Gewässern, in den Bächen, Flüssen und den meisten Seen in geringer, in den Meeren und abflußlosen Seen in größerer Menge, ebenso in manchen Quellen (Salzquellen, Soolen). Hygroskopisch, aber an sich nicht zerfließlich; die Stücke werden jedoch von der Luft wegen der z. T. zerfließlichen Beimengungen stark angegriffen, und allmählich werden die Krystallkanten und Ecken abgerundet. Die Ätzfiguren sind von Pyramidenwürfelflächen begrenzt. Der Geschmack ist salzig. Schmilzt in der Kerzenflamme und färbt dieselbe gelb (*Na*-flamme).

Findet sich fast ausschließlich in bedeutenden, häufig linsenförmigen, mehr oder weniger deutlich geschichteten, oft auch ganz ungeschichteten Massen mit Ton und besonders mit Gips und Anhydrit (siehe diese), die als Begleiter des sedimentären Steinsalzes niemals fehlen. Diese beiden letzteren Mineralien bilden die Unterlage (Gips) und fast immer auch die Decke der ganzen Ablagerung, umschließen letztere allseitig und schützen sie so vor der Auflösung und Zerstörung durch das in der Erdkruste stets zirkulierende Wasser. Sie sind auch dem Steinsalz an zahlreichen Orten in vielfacher Abwechselung meist in Form dünner Schnüre zwischengelagert. Die Hauptmasse des in dieser Weise vorkommenden Steinsalzes ist mittel- bis feinkörnig und etwas unrein, meist durch Gips und Ton grau gefärbt. Dazwischen liegen größere oder kleinere Nester von wasserhellem großkrystallinischem Salz (blättriges Steinsalz). Nach oben hin macht das Steinsalz nicht überall, aber doch an vielen Orten, namentlich in Norddeutschland, besonders typisch bei Staßfurt und Leopoldshall unweit Magdeburg, den sog. Abraumsalzen Platz, mächtigen Massen der Chloride und Sulfate von

K, Mg, Ca, sowie von Na, zum Teil komplizierte Doppelsalze, manche sehr leicht löslich und einige sogar an der Luft zerfließlich. Es sind Sylvin, Carnallit, Kieserit, Kainit, Polyhalit und andere, die wegen ihres großen Kali- und Magnesiagehalts technisch so wichtig sind. Abbauwürdige Massen derselben haben sich bisher nur in Deutschland gefunden, außerhalb der deutschen Grenzen stets nur Spuren, und nicht abbauwürdige geringere Mengen, so bei Kalusz und Bochnia in Galizien, bei Hallstatt, in der Salzkette (Salt Range) im Pendschab in Indien, am Urmiasee in Persien etc. Die Abraumsalze wechsellagern noch vielfach mit Steinsalzschichten. Sie werden von einer weiteren Calciumsulfatschicht und zwar von Anhydrit oder durch Wasseraufnahme daraus entstandenem Gips bedeckt. In dieser Vollständigkeit sind aber die Steinsalzlager verhältnismäßig selten ausgebildet. Sehr häufig fehlen die Abraumsalze, dann liegt die Anhydrit-(oder Gips-)decke direkt auf dem Steinsalz. Zuweilen fehlt auch diese Decke und das Salz liegt frei zu Tage, z. B. bei Cordona in Spanien, wo ein Steinsalzberg von erheblichem Umfang 550 Fuß über die Umgebung emporragt, und ähnlich am Ilek, Gouv. Orenburg, in Rußland; auch in Siebenbürgen tritt stellenweise das Steinsalz unmittelbar an die Erdoberfläche. Dies ist aber doch nur ausnahmsweise der Fall und nur in regenarmen Gegenden möglich; meist sind die Salzlager in der Erde versteckt. Solche, wenige Meter dick bis zu gewaltiger Mächtigkeit, finden sich in allen geologischen Formationen. In Europa sind am wichtigsten die folgenden, und zwar im Tertiär: Wieliczka, Bochnia und Kalusz in Galizien und die ganze Reihe der Karpathen durch Siebenbürgen bis nach Rumänien. In der alpinen Trias: Berchtesgaden in den bayrischen, Hallein, Hall, Hallstadt und Ischl (Salzkammergut), sowie Aussee in den österreichischen Alpen. Außerhalb der Alpen im Keuper: Salzburg und Vic in Lothringen. Im außeralpinen mittleren Muschelkalk: die Steinsalzlager in Süddeutschland und zwar die am oberen Neckar (Schwenningen) und am unteren Neckar: Heilbronn, Jagstfeld, Wimpfen etc., sowie am Kocher (Schwäb.-Hall mit Wilhelmsglück). Im Zechstein: fast alle norddeutschen Steinsalzlager, meist noch mit der Decke der Abraumsalze, vor allem Staßfurt, sodann Sperenberg, Lüneburg etc. (das Steinsalz von Artern liegt wie in Süddeutschland im Muschelkalk).

Dünne Platten und Schnüre parallelfasrigen Salzes (Fasersalz) setzen zuweilen quer durch die körnigen Massen der Steinsalzlager und die umgebenden Gesteine. Deutliche Krystalle sind nicht häufig; sie sind fast stets aufgewachsen und finden sich auf Drusenräumen da, wo Tropfwasser fallen und verdunsten. An solchen Stellen entstehen häufiger klein- bis feinkörnige Massen mit nierenförmiger rauher Oberfläche oder förmliche Tropfsteine, Zähne, Haare (Haarsalz z. T.)

und ähnliche Bildungen. Der das Steinsalz umgebende Ton ist häufig mit Salz imprägniert (Salzton); Gemenge von Salz, Gips und Ton sind bei Wieliczka als Haselgebirge bezeichnet worden. Aus den Steinsalzlagern entspringen an vielen Orten Salzquellen (Soolen). Durch solche wird in manchen Gegenden der Erdboden ganz mit Steinsalz durchtränkt, das nach Regenwetter an der Oberfläche ausblüht und die Erde mit einer Salzkruste bedeckt. Dies sind die Salzsteppen, z. B. in der Nähe des durch Salzquellen gespeisten Eltonsees in der Niederung des kaspischen Meeres in Rußland. Aus dessen Wasser scheidet sich dann je nach der Jahreszeit Salz schichtenförmig aus, das in Menge gewonnen wird.

Die großen Steinsalzlager sind durch Austrocknen von Meeresteilen entstanden, die durch Barren vom Ocean abgesperrt worden waren. Dabei wurde zuerst wegen seiner verhältnismäßig schweren Löslichkeit das im Meerwasser befindliche Calciumsulfat ausgeschieden, und zwar, da die Lösung noch nicht mit Chlornatrium etc. gesättigt war, und keine höhere Temperatur herrschte, als die gewöhnliche, in der Form von Gips (siehe diesen). Es entstand so die Gipsunterlage des Steinsalzes. Dieses selbst folgte sodann bei weiterer Eintrocknung als die im Meerwasser in größter Menge enthaltene Substanz, z. T. noch in Abwechslung mit Calciumsulfat, das sich jetzt aus der mit *NaCl* gesättigten Flüssigkeit nicht mehr als Gips, sondern als Anhydrit niederschlug. Es blieb dabei eine Mutterlauge übrig, in welcher die am leichtesten löslichen Bestandteile des Meerwassers, die Chloride von *K*, *Mg* und *Ca* und die Sulfate dieser Metalle, sowie des *Na*, enthalten waren, nebst einem letzten Rest von Calciumsulfat. Bei fortgesetzter Verdunstung krystallisierten über dem Steinsalz jene Chloride und Sulfate aus und lieferten die Abraumsalze, die endlich von der aus dem noch vorhandenen Calciumsulfat gebildeten Anhydritdecke überlagert wurden. Manchmal wurden die Abraumsalze aus irgend einem Grunde überhaupt nicht gebildet, wie z. B. in Süddeutschland, wo man noch niemals Spuren derselben angetroffen hat; oder sie wurden nachträglich wieder von dem in der Erdkruste stets zirkulierenden Wasser aufgelöst und fortgeführt wie in Galizien, bei Hallstadt und in der Salt Range.

In zahlreichen Vulkanen wird zuweilen Steinsalz als Sublimationsprodukt erzeugt, das reich an *KCl* und nicht von Gips begleitet ist, so z. B. manchmal am Vesuv und zwar zuweilen in so großen Mengen, daß es als Speisesalz Verwendung findet.

(Ochsenius, Die Bildung der Steinsalzlager 1877; Bischof, Die Steinsalzwerke von Staßfurt, 2. Aufl., 1875; Tschermak, Sitzgsber. Wien. Akad. Bd. 63. 1871; van t'Hoff und Mitarbeiter, Sitzgsber. Berlin. Akad. 1896—1903; J. Walther, Centralblatt f. Mineralogie etc. 1903, pag. 211.)

Sylvin.

KCl, zuweilen fast chemisch rein. 52,4 *K*. Regulär, aber nicht vollflächig, sondern gyroedrisch-hemiedrisch, wie man aus der schiefen Lage der Ätzfiguren und der Schlaglinien (Gleitflächen) sieht. (Brauns, N. Jahrb. f. Min. etc. 1886, I, 224 und 1889, I, 113.) Meist Würfel mit abgestumpften Ecken. Sehr reine klare Krystalle mit dieser Begrenzung von Staßfurt sind Hövellit genannt worden. Mit den Flächen des Würfels geht ein vollkommener Blätterbruch parallel. Farblos, durchsichtig bis durchscheinend, zuweilen gefärbt, im ganzen dem Steinsalz sehr ähnlich, der Glanz geht aber mehr ins Fette und der Geschmack ist mehr scharf und brennend. H. = 2½. G. = 1,9—2,0. $n = 1{,}490$ (*Na*-Flamme). In Wasser leicht löslich. Schmelzbar und noch leichter flüchtig, als *NaCl*; daher in verhältnismäßig großer Menge dem vulkanischen Steinsalz beigemischt, in dem sogar *KCl* zuweilen überwiegt. Färbt die Flamme violett (*K*-Flamme, Unterschied von Steinsalz, welches die Flamme gelb färbt, *Na*-Flamme). Diatherman, wie Steinsalz. Findet sich selten in Krystallen, meist in derben blättrigen, auch körnigen Aggregaten. Massenhaft unter den Abraumsalzen des Steinsalzlagers in Staßfurt etc., nächst dem Kainit das wichtigste derselben, meist mit Steinsalz gemengt. Auch bei Kalusz in Galizien und in geringer Menge bei Berchtesgaden und Hallein und in der Salt Range in Indien. Zuweilen entstehen durch Zersetzung des Carnallit (s. d.) körnige Aggregate von Sylvin (Leopoldit), und Gemenge von Sylvin und Steinsalz, die als Hartsalz oder Sylvinit bezeichnet werden.

Salmiak. NH_4Cl; 33,7 *Am*. Regulär und wie Sylvin gyroedrisch-hemiedrisch. (Tschermak, Min. u. petr. Mittlgn., Bd. 4, 1887, 531.) Deutliche Krystalle nicht häufig, zuweilen durch Meroedrie entstellt und verzerrt. Spaltbarkeit undeutlich. H. = 1½. Mild. Farblos, der vulkanische häufig durch Eisenchlorid gelb gefärbt. In Wasser löslich; scharfsalziger Geschmack. Findet sich in Krusten als Sublimationsprodukt auf den Kraterwänden und Laven mancher Vulkane, z. B. des Vesuvs, zuweilen in erheblicher Menge. Auch in unterirdischen Kohlenbränden wird Salmiak erzeugt, so bei Dudweiler im Saargebiet, bei Hänichen in Sachsen etc. Hierher gehören wohl auch, wie es scheint, die reichen centralasiatischen Fundstellen Turfan und Kutsche, die schwerlich Vulkane sind. Auch im südamerikanischen Guano.

Chlorsilber (Hornsilber, Silberhornerz, Kerargyrit, Kerat, Chlorargyrit).

AgCl mit 75,3 *Ag*. Regulär. Deutliche Formen selten, vorzugsweise $\infty O \infty$ (100), auch O (111) und ∞O (110); bis zollgroße Krystalle. Keine Blätterbrüche. H. = 2½. G. = 5,58—5,60. Vollkommen reine Massen sind farblos, aber in der Natur meist grau, grünlich, violett, braun bis schwarz infolge von Veränderung im Licht. Durchscheinend bis undurchsichtig; fettartiger bis diamantartiger Glanz, nicht stark; der Strich ist glänzender. Läßt sich mit dem Messer

schneiden, dehnbar. V. d. L. schmilzt es und reduziert sich auf Kohle zu *Ag*; in Ammoniak löslich. Findet sich meist in derben horn- oder wachsähnlichen Massen oder in krustenartigen Überzügen auf Gängen mit geschwefelten Silbererzen, bes. in den oberen Teilen derselben als Umwandlungsprodukt der letzteren. Vorzugsweise in Chile, Peru, Bolivia und Mexiko, wo es zu den wichtigsten Erzen gehört (neben den *Br*-haltigen Erzen); auch in den Silbergruben in Idaho und Nevada; in Europa im Erzgebirge, bei Kongsberg etc. in geringer, früher in größerer Menge. Schlangenberg im Altai. Eigentümlich als Imprägnation eines Sandsteins in Utah (Silbersandstein). Wichtiges Silbererz.

Huantajayit. Regulär, isomorphe Mischung von $AgCl$ mit $NaCl$: $(Na, Ag) Cl$. Silberhaltiges Steinsalz von Huantajaya in Chile. Mit Chlorsilber, Atakamit etc. auf Eisenocker als wasserhelle Würfelchen und rindenförmige, zuweilen fasrige Krusten. Im Wasser wird $NaCl$ unter Hinterlassung von $AgCl$ gelöst.

Bromsilber (Bromargyrit, Bromyrit, Bromit).

$AgBr$ mit 57,4 *Ag*. Die reg. Oktaeder und Würfel sehr klein; meist stark glänzende grüne und gelbe, zuweilen grau angelaufene Krusten mit zeisiggrünem, fettglänzendem Strich bildend, welche oft dem Hornsilber sehr ähnlich sind, aber beim Erhitzen auf Kohle *Br*-Dämpfe geben. Besonders auf manchen Silbererzlagerstätten von Chile und Mexiko (San Onofre) mit Hornsilber, aber ganz rein nur in sehr geringer Menge. H. $= 2\frac{1}{2}$. G. $= 5{,}8-6$. Geschmeidig.

In viel größeren Mengen als reines Bromsilber finden sich isomorphe Mischungen von Chlor- und Bromsilber, welche unter dem Namen *Chlorbromsilber* oder *Embolit* zusammengefaßt werden, und bei denen das Verhältnis von $Cl:Br$ zwischen $1:5\frac{2}{3}$ und $1:\frac{1}{3}$ schwankt. Einzelne Mischungsverhältnisse, u. a. bei Copiapo in Chile vorkommend, haben besondere Namen bekommen: *Mikrobromit*: $3AgCl + AgBr$; *Embolit* im engeren Sinne: $3AgCl + 2AgBr$; *Megabromit*: $4AgCl + 5AgBr$ etc. Im Aussehen dem Chlorsilber und Bromsilber sehr ähnlich. Besonders wichtige Erze in Chile, wo sie mit Chlorsilber vorkommen (z. B. in Chanarcillo); auch in Mexiko (San Onofre), Honduras etc.

(Moesta, Über das Vorkommen der Chlor-, Brom- und Jodverbindungen des Silbers in der Natur, Marburg 1870; Prior und Spencer, Min. Mag. Bd. 13, 1902, pag. 174.)

Jodobromit ist eine reguläre isomorphe Mischung: $AgJ + 2Ag\,(Cl, Br)$, geschmeidig von schwefelgelber Farbe von Dernburg in Nassau auf Quarz (v. Lasaulx, N. Jahrb., Min. 1877, pag. 616 und 1878 pag. 619); doch kommen auch andere Mischungsverhältnisse vor (Jodembolit).

Regulär-tetraedrisch sind (Spencer, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 35, 1902, pag. 452):

Miersit. Blaßgelbe isotrope Kryställchen von AgJ, denen etwas CuJ isomorph

beigemischt ist ($4AgJ.CuJ$); aus den oberen Teufen der Silbererzminen von Broken Hill in Neu-Süd-Wales. Spröde.

Marshit. CuJ; braune Kryställchen und dünne Überzüge auf ged. Kupfer von Broken Hill.

Nantokit. $CuCl$; die tetraedrischen Kryställchen würflich spaltbar; meist derb. Das farblose und durchsichtige Mineral ist durch Bildung von Atakamit häufig grün. Nantoko in Chile mit anderen Kupfererzen.

Hexagonal ist:

Jodsilber (Jodargyrit, Jodyrit, Jodit). AgJ mit 46,0 Ag. Dihexaedrische Täfelchen, hemimorph, mit deutlicher basischer Spaltbarkeit; die Form ähnlich der des Greenockits. H. = 1. G. = 5,5—5,7. Leicht schmelzbar. Durchscheinend. Gelb bis grau. Geht bei 146° C., unter einem Druck von 2475 Kilo pro Quadratcentimeter schon bei 20° C. in eine rote, reguläre Modifikation über (siehe Jodobromit). Mit anderen Silbererzen in geringen Mengen in Chile, Peru, Mexiko, Spanien, bei Broken Hill in Neu-Süd-Wales. *Cuprojodargyrit*, Ag zur Hälfte durch Cu ersetzt, bei Huantajaya unweit Iquique in Chile.

Quecksilberhornerz (Kalomel). $HgCl$. Quadratisch. $P(111).P/P = 135°$ 40′ S. K. Manche Krystalle sehr flächenreich. Blätterbrüche ‖ $\infty P\infty$ (100). Milde. H. = 1—2. Graulich- bis gelblichweiß, ähnlich dem Hornsilber. Demantglänzend. Vollständig flüchtig. G. = 6,5. Auf den Zinnoberlagerstätten der Pfalz, von Almaden, Idria, Horzowitz in Böhmen, El Doctor in Mexiko. Die meist sehr kleinen Kryställchen bilden dünne Überzüge auf anderen Mineralien.

(Websky, Sitzgsber. Berl. Ak. 1877; Traube, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 14, 1888, pag. 571.)

Coccinit, scharlachrot, von Mexiko; Jodquecksilber (?); rhombisch. Ein reguläres Quecksilberjodid aus den Broken Hill Mines, Neu-Süd-Wales.

Isomorphe Reihe des Flufsspats.

Regulär: Flußspat CaF_2; Yttrocerit (Ca, Ce, Y) F_2; Chlorocalcit $CaCl_2$.

Flußspat (Fluorit, Liparit).

CaF_2, 51,28 Ca, 48,72 F; häufig ziemlich rein, zuweilen etwas $CaCl_2$, Calciumphosphat etc., auch färbende organische Substanz, in manchen Flußspaten in solcher Menge, daß dieselben beim Zerschlagen stark riechen (Stinkfluß). Dieser Geruch wird bei dem dunkelviolblauen Flußspat von Wölsendorf in Bayern wohl auch auf die Anwesenheit von freiem Fluor zurückgeführt. Der ähnlich gefärbte Flußspat von Quincié in Frankreich soll ebenfalls freies Fluor enthalten und dadurch beim Zerschlagen intensiven Geruch verbreiten. Stark Helium-haltig ist der den schwarzen Kryolith begleitende rote Flußspat aus Grönland.

In ausgezeichneten, stets aufgewachsenen regulär-vollflächigen Krystallen weit verbreitet. Sehr häufig Würfel (Fig. 91), die Flächen bei größeren Krystallen oft würflig parkettiert, sonst glatt;

seltener Oktaeder mit meist rauhen Flächen (Fig. 90); häufiger wieder beide kombiniert (Fig. 98—100); oder Oktaeder und Würfel mit abgestumpften Kanten (Fig. 101, 103), also in Kombination mit dem Granatoeder; letztere Form isoliert ist selten. Häufig sind am Würfel die Kanten zugeschärft: Kombination mit dem Pyramidenwürfel $\infty O3$ (310) (Fig. 108), dieser auch zuweilen selbständig. Ikositetraeder und Pyramidenoktaeder sind weniger häufig, letztere Form, und zwar $4O$ (441) als Seltenheit ganz selbständig. Von Hexakisoktaedern findet sich besonders $4O2$ (421) als sechsflächige Zuspitzung der Ecken des Würfels (Fig. 113). Zuweilen fehlen an den Krystallen des Flußspats einzelne Flächen, so daß rhomboedrische und andere Formen nachgeahmt werden (Krystalle von Zschopau in Sachsen). Durch Parallelverwachsung kleiner Würfelchen entstehen oktaedrische Krystalle (Fig. 254). Zwillinge nach der Oktaederfläche häufig, besonders sind würflige Krystalle in dieser Weise verwachsen, so daß die Form Fig. 269 entsteht. Die Ecken des einen Individuums ragen aus den Flächen des anderen nasenförmig hervor; sehr schön an den stark fluoreszierenden englischen Krystallen, bei denen die von den Kanten des anderen Individuums durchbohrten Würfelflächen sich an den Berührungsstellen zu niederen vierseitigen Pyramiden erheben.

Bl. Br. nach den Oktaederflächen vollkommen. H. = 4. G. = 3,15 —3,20. Glasglanz. An sich farblos, aber häufiger gefärbt, z. T. sehr intensiv: gelb, violett, blau, grün, rot etc., vielfach durch organische Substanz, so daß die Farbe beim Erhitzen verschwindet; zuweilen am nämlichen Stücke verschiedene Farben. Durchsichtig selten, häufiger durchscheinend, bis undurchsichtig. Die Würfelzwillinge von Cumberland ausgezeichnet fluoreszierend; im auffallenden Licht dunkelblau, im durchgehenden hellgrün. Manche Flußspate phosphoreszieren beim Erwärmen (Chlorophan, besonders bei Nertschinsk in Transbaikalien). Schwach lichtbrechend ($n = 1,4339$ für Na-Licht) und geringe Dispersion, daher wasserheller Flußspat zuweilen zur Herstellung achromatischer Linsen benützt.

V. d. L. dekrepitierend und nicht besonders leicht schmelzend, aber leicht mit Gips zu einer klaren, beim Erstarren trüben Perle zusammenfließend. Von H_2O kaum angegriffen, ebensowenig von HCl; von H_2SO_4 unter Entwicklung von HF-Dämpfen, welche Glas ätzen, vollkommen zersetzt. Durch Anätzen mit H_2SO_4 erhält man auf den Flächen des Flußspats als Ätzfiguren kleine Vertiefungen, an welchen Flächen von $3O3$ (311), $\infty O3$ (310) und ∞O (110) auftreten. Dieselben Flächen finden sich an größeren und unregelmäßiger gestalteten Vertiefungen, die an der Oberfläche der Krystalle nicht selten vorkommen und als natürliche Ätzfiguren anzusehen sind.

Der Flußspat ist ein sehr häufiges Mineral, das in schönen

Krystallen, in derben Massen, auch vollkommen dicht, sowie erdig (Flußerde, Ratofkit von Moskau) sich findet, und zwar vorzugsweise auf Gängen. Er erfüllt in derben Massen weite Spalten, allein oder mit Schwerspat, z. B. bei Brotterode im Thüringer Wald, oder in dichten Massen, z. B. bei Stolberg am Harz. Besonders bekannt sind die derben blauschwarzen Massen des Stinkflusses von Wölsendorf in Bayern im Granit, dessen beigemengte organische Bestandteile Schönbein für das Antozon hielt. Ausgezeichnete blau- und weißgefärbte derbe Massen finden sich bei Castleton in Derbyshire in England, welche zu Kamingesimsen und anderen ähnlichen Ornamenten verschliffen werden. Auf Drusenräumen des derben Minerals sitzen nicht selten Krystalle, welche sich aber in besonderer Schönheit und Häufigkeit auf den verschiedensten Erzgängen finden, ebenfalls mit derbem Flußspat und oft mit Schwerspat, Kalkspat etc. zusammen; so im Erzgebirge an vielen Stellen und im Harz, im Schwarzwald (Münstertal), in England, bes. auf den Erzgängen in Cumberland, Derbyshire, Devonshire, Cornwall, Durham; bei Kongsberg in Norwegen. Fundorte schöner Krystalle außerhalb von Erzgängen sind: Striegau und Königshain in Schlesien im Granit; im Gneiß der Hochalpen z. B. am St. Gotthard von roter Farbe; bei Drammen in Norwegen. Eigentümlich ist das Vorkommen im vulkanischen Tuffe bei Tiano in Campanien und in den Auswürflingen der Somma (Vesuv). Manchmal im körnigen Kalk (Pargas in Finnland, Wunsiedel im Fichtelgebirge). Sehr selten als Versteinerungsmittel von Petrefakten.

Dient außer zu Ornamenten hauptsächlich als Flußmittel bei Hüttenprozessen. (Klocke, Bericht der naturf. Ges. zu Freiburg i. Br. Bd. 6; Werner, Neues Jahrb. für Min. 1881, I, 14; v. Lasaulx, Ztschr. f. Kryst. 1877, Bd. I, pag. 359; G. Rose, Pogg. Ann. Bd. 12, 483; Hessenberg, Notizen (3)).

Yttrocerit. Dunkelblaue kleine Körner und dünne Überzüge und Anflüge, auch erdig, im Granit von Broddbo und Finbo in Schweden (bei Falun); regulär mit oktaedrischer Spaltbarkeit. Es ist ein wahrscheinlich etwas zersetzter Flußspat, bei dem ein Teil des CaF_2 durch die isomorphen: CeF_2 und YF_2 in nicht unerheblichen Mengen ersetzt ist. *Fluocerit* ebendaher, ziegelrot, vielleicht hexagonales $(Ce, La, Di)\ F_2$, in dem etwas F durch (HO) ersetzt ist. *Hydro*fluocerit ist ein etwas H_2O enthaltendes Zersetzungsprodukt. Etwas ähnliches wie Fl. ist der sehr seltene hexagonale *Tysonit*, hellwachsgelb, auf Feldspat vom Pikes Peak in Colorado. Ist meist in Bastnäsit umgewandelt. Die Formel des T. wird auch $(Ce, La, Di)\ F_2$ geschrieben.

Chlorocalcit. Würfel von $CaCl_2$, isomorph mit Flußspat. Meist krustenförmige Überzüge auf Laven des Vesuvs als Fumarolenbildung; auch im salzhaltigen Boden in Peru.

Scacchit. $MnCl_2$, ebenfalls eine Fumarolenbildung des Vesuvs.

Lawrencit. $(Fe, Ni)\ Cl_2$, in gewissen Meteoreisen. Das reine $FeCl_2$ soll auch als Sublimationsprodukt des Vesuvs vorkommen.

Cotunnit (Chlorblei). $PbCl_2$. Kleine nadelförmige rhombische Kryställchen oder unregelmäßige Körner, weiß, auf Vesuvlaven; Sublimationsprodukt bei den Eruptionen von 1822 und 1855. Am Vesuv auch der *Pseudocotunnit*, KCl . $PbCl_2$.

Sellait. MgF_2. Sehr selten, in quadratischen, meist prismatischen, farblosen Kryställchen im Anhydrit von Moutiers in Savoyen.

Molysit. $FeCl_3$. Gelbe bis braune Überzüge auf Vesuvlaven, als Fumarolenbildung. Hexagonal.

Wasserhaltig sind:

Bischofit. $MgCl_2 . 6H_2O$. Selten Krystalle, wahrscheinlich monoklin; bildet meist sehr zerfließliche, weiße, körnige, oder fasrige Aggregate im Carnallit von Staßfurt, bei dessen Zersetzung durch Wasser er entsteht.

Fluellit. $AlF_3 . H_2O$. Sehr seltene rhombische farblose Kryställchen, mit Zinnstein auf Quarz, Cornwall.

b. Zusammengesetzte Haloidverbindungen.

Gruppe des Kryolith.

Kryolith.

$3NaF . AlF_3$; 12,8 Al; 32,8 Na; 54,4 F. Früher für rhombisch, dann für triklin gehalten, ist aber monoklin. Die Flächen des rhombischen Prismas $m = \infty P$ (110) sind in mehreren Richtungen gestreift; $m/m = 91^\circ\ 58'$ vorn. Die Basis $c = 0P$ (001) ist glatt; $m/c = 90^\circ\ 8'$. m und c begrenzen meist die Krystalle allein, welche dann ein würfelförmiges Aussehen haben. Dazu kommt nicht selten: $r = \bar{P}\infty$ (011); $r/c = 125^\circ\ 46'$; $v = \bar{P}\infty$ (101); $p = -P$ (111); $s = -2\bar{P}2$ (121); $k = +\bar{P}\infty$ ($\bar{1}01$); $a = \infty\bar{P}\infty$ (100). (Fig. 365.) Danach $a : b : c = 0{,}966 : 1 : 1{,}388$; $\beta = 90^\circ\ 11'$. Zwillinge nach verschiedenen Gesetzen. Die Krystalle sind nach c vollkommen, nach m etwas weniger vollkommen spaltbar, also nach drei beinahe aufeinander senkrechten Richtungen, außerdem nach der Längsfläche $\infty\bar{P}\infty$ (010) deutlich; dieser Bl. Br. würde die scharfe seitliche Kante des Prismas gerade abstumpfen. Die drei Hauptblätterbrüche wurden früher als genau senkrecht und den Flächen eines oblongen Prismas mit der Basis entsprechend angesehen. H. = 2,5—3; spröde. G. = 2,95—2,97. Opt. A. E. senkrecht zur S. E. ac, gegen die Basis unter $45^\circ\ 55'$, gegen die Vertikalachse unter $43^\circ\ 54'$ geneigt, steigt also im scharfen Winkel β von vorn nach hinten in die Höhe; + D. Br. gering; $\varrho < v$. M. L. in der S. E., also horizontale Dispersion. Achsenwinkel in Luft: $2E = 58^\circ\ 50'$ (r.) $= 59^\circ\ 24'$ (g.) $= 60^\circ\ 10'$ (bl.). Auf c Perlmutterglanz, sonst eigentümlicher feuchter Glasglanz. Meist weiß, nesterweise braun bis schwarz; durchscheinend. Schmilzt in der Lichtflamme und färbt diese intensiv gelb (Na-Flamme); v. d. L. in der offenen Glas-

Fig. 365.

röhre gibt er HF-Dämpfe, welche Glas ätzen. Durch H_2SO_4 unter Bildung von HF-Dämpfen vollständig zersetzt.

Bildet einen ausgedehnten Stock in Zinnstein führendem Gneiß oder Granit bei Ivigtut (Evigtok) am Arksutfjord in Westgrönland. Die würfelähnlichen Krystalle sitzen in paralleler Stellung in dünnen Krusten auf Spalten und Klüften des derben Kryoliths. Er schließt eine Menge Krystalle anderer Mineralien ein: Flußspat, Quarz, Kupfer- und Schwefelkies, Bleiglanz, Zinnstein, Blende, Spateisenstein, Columbit etc. Wird massenhaft in einem Tagebau gewonnen und zur Herstellung von Aluminium, Opalglas und von Email für eiserne Gefäße, früher auch von Soda, technisch verwendet und vorzugsweise nach Kopenhagen und Philadelphia ausgeführt. Jahresproduktion ca. 10000 Tonnen. In kleineren Mengen bei Miask im Ilmengebirge auf Gängen im Granit und ebenso am Pikes Peak in El Paso County, Colorado.

(Krenner, Math. und naturw. Berichte aus Ungarn, Bd. 1; Mügge, Jahrbuch der wissensch. Arbeiten zu Hamburg, 1883; Websky, N. Jahrb. für Min. etc., 1867, pag. 810; Des Cloizeaux, Bull. soc. min. de France, 1883; Benzon, Amtlicher Bericht über die Wiener Weltausstellung, Heft 20, pag. 667; Taylor, Proceedings geol. soc, 1866, pag. 141; Johnstrup, Versammlung skand. Naturforscher in Stockholm 1880, gedruckt 1883; Baumhauer, Zeitschr. f. Kryst. XI, 1886, 133 und XVIII, 1890, 355.)

Mit dem Kryolith kommt eine Anzahl ähnlich zusammengesetzter und auch ähnlich aussehender, z. T. sehr gut krystallisierter Mineralien, aber alle nur in geringer Menge vor (vergl. Groth, Zeitschr. f. Kryst. VII, 1883, pag. 375 und 457) Sie bilden zusammen mit Kryolith, aus dem sie z. T. durch Zersetzung hervorgegangen sind, die Kryolithgruppe. Hierher gehören u. a.:

Elpasolith. Kryolithähnlich zusammengesetzt, aber K statt Na und regulär. Auf Pachnolith am Pikes Peak in El Paso Co., Colorado.

Pachnolith und *Thomsenolith*, beide $NaF \,.\, CaF_2 \,.\, AlF_3 \,.\, H_2O$. Beide auch monoklin, aber in verschiedenen Formenreihen. Dünne Prismen oder krystallinische Aggregate. Auf Kryolith, durch dessen Zersetzung sie entstanden sind. Grönland und Pikes Peak. Hagemannit ist unreiner Thomsenolith.

Chiolith. $5NaF \,.\, 3AlF_3$. Quadratisch, aber meist derb in feinkörnigen, weißen Aggregaten. Noch leichter schmelzbar, als Kryolith. Mit diesem bei Miask im Ilmengebirge (Ural). Unreiner Chiolith ist der Chodnewit, Nipholith und Arksutit.

Bei einigen dieser Mineralien ist ein Teil des F durch (HO) ersetzt, so bei den beiden folgenden:

Ralstonit. $(Na_2, Mg)\, F_2 \,.\, 3Al\, (F, HO)_3 \,.\, 2H_2O$. Reguläre Oktaeder. Weiß bis gelb, durchsichtig bis durchscheinend. Grönland mit Kryolith.

Gearksutit (Evigtokit). $CaF_2 \,.\, Al\, (F, OH)_3 \,.\, H_2O$. Erdiges, weißes Zersetzungsprodukt des Kryoliths, Grönland und Colorado.

Hierher gehört auch der

Prosopit. $2Al\,(F, HO)_3 \,.\, CaF_2$. Monokline farblose bis graue, durchsichtige bis durchscheinende Krystalle oder derbe Massen. Auf den Zinnerzlagerstätten von Altenberg in Sachsen, meist in Kaolin, auch in Flußspat umgewandelt; am Pikes Peak in Colorado auf Quarzgängen.

Hieratit. $2KF \,.\, SiF_4$. Reguläre Oktaederchen. Sublimationsprodukt des Vulkans auf der Insel Vulcano. Entsprechend:

Kryptohalit. $2(NH_4)F \,.\, SiF_4$. Sublimationsprodukt des Vesuvs.

Erythrosiderit. $2KCl \,.\, FeCl_3 \,.\, H_2O$. Rotes, leicht zerfließliches Sublimationsprodukt des Vesuvs. Ebenso:

Kremersit. $KCl \,.\, NH_4Cl \,.\, FeCl_3 \,.\, H_2O$. Bildet rote, leicht lösliche, reguläre Oktaederchen.

Douglasit. $2KCl \,.\, FeCl_2 \,.\, 2H_2O$. In den Abraumsalzen der Steinsalzlagerstätte in Staßfurt; stets nur in geringen Mengen, da sehr leicht zersetzt.

Carnallit.

$KCl \,.\, MgCl_2 \,.\, 6H_2O$ mit 26,8 KCl mit 14 K, 34,2 $MgCl_2$, 39,0 H_2O, wenig $NaCl$ ersetzt etwas KCl.

Die seltenen Krystalle sind rhombisch, hexagonale Formen nachahmend: $a:b:c = 0{,}5936:1:0{,}6906$. Ein Prisma ∞P (110) hat den Winkel 118° 37′; die seitl. Kante ist durch die Längsfläche $\infty P\breve{\infty}$ (010) abgestumpft, so daß ein scheinbar reguläres sechsseitiges Prisma entsteht. Auf die Prismenflächen sind die Flächen des Oktaeders P (111) und auf die Längsfläche die Flächen des Brachydomas $2P\breve{\infty}$ (021) aufgesetzt, und zwar ist $111:11\bar{1} = 107^\circ\, 20'$ und $02\bar{1}:021 = 108^\circ\, 27'$; sie machen also zusammen ein scheinbares Dihexaeder, dessen Endecke noch durch die Basis $0P$ (001) abgestumpft wird.

Bruch muschlig. H. = 1—2. G. = 1,6. Farblos, grau, oft durch Eisenglanzschüppchen rot; durchsichtig bis durchscheinend. Opt. 2-achsig. A. E. *ac*. + M. L. *a*. Sehr starke Doppelbrechung. V. d. L. leicht schmelzbar. In H_2O leicht löslich, an der Luft zerfließlich, läßt sich aber nicht umkrystallisieren, sondern zersetzt sich in $MgCl_2$ und KCl. Verliert zuweilen durch Auslaugen $MgCl_2$, so daß KCl (Sylvin) in derben, körnigen Massen zurückbleibt (Leopoldit von Leopoldshall bei Staßfurt und Hartsalz, pag. 437).

Findet sich fast nur in derben Massen, Krystalle bilden sich zuweilen aus Tropfwassern. Große nicht zerfließliche Krystalle sind neuerdings in dem Kalisalzwerk Beienrode bei Königslutter vorgekommen. Bes. wichtig in den Abraumsalzen von Staßfurt, teils für sich allein, teils mit Steinsalz gemengt die Carnallitregion bildend. Auch bei Kalusz und bei Maman in Persien und in Colorado in Nordamerika. Bei Westeregeln unfern Staßfurt Pseudomorphosen von Steinsalz nach Carnallit. Die Verwendung ist die gleiche wie beim Sylvin, aber auch die Magnesia wird nutzbar gemacht. Geht durch Zersetzung zuweilen in Kainit (siehe diesen) über.

(H. Rose, Ztschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. VIII, 117; Hessenberg, Min. Notizen, 1866; Bücking, Stzgsber. Berl. Akad. 1901, pag. 539.)

Tachhydrit. $CaCl_2 \,.\, 2MgCl_2 \,.\, 12H_2O$, rhomboedrisch. Bildet durchscheinende, gelbe, zerfließliche Massen im Anhydrit bei Staßfurt, von sekundärer Entstehung.

c. Haloidverbindungen mit Oxyden und Sauerstoffsalzen.

Sulfohalit. $2NaCl \,.\, 3Na_2SO_4$. Regulär, meist Granatoeder. Grünlichgelb, durchsichtig. In Wasser langsam löslich. In den älteren Absätzen des Boraxsees, Bernardino Co., Kalifornien, auf Hanksit.

Northupit. $NaCl \,.\, Na_2CO_3 \,.\, MgCO_3$. Regulär. Farblos bis braun. Durch heißes Wasser zersetzt. Im Ton an dem genannten Boraxsee als große Seltenheit.

Koenenit. $2MgCl_2 \,.\, 3MgO \,.\, Al_2O_3 \,.\, 6H_2O$ (oder $8H_2O$). Durch Eisenglanzschüppchen rote, in einer Richtung vollkommen spaltbare Kruste rhomboedrischer undeutlicher Individuen auf dem Salzton des Kalisalzwerks bei Volpriehausen im Solling.

Kainit.

$KCl \,.\, MgSO_4 \,.\, 3H_2O$ mit 30,0 KCl (15,7 K), 48,3 $MgSO_4$, 21,7 H_2O. Gelbe bis graue durchscheinende feinkörnige Massen, auf deren Hohlräumen monokline Krystalle von Tafelform sitzen. (Groth, Pogg. Ann. 137 pag. 442; v. Zepharovich, Zeitschr. f. Kryst. Bd. VI.) G. = 2,13. In H_2O zersetzt und gelöst. Aus der Lösung krystallisiert sog. *Pikromerit*, $K_2SO_4 \,.\, MgSO_4 \,.\, 6H_2O$ aus. Dasselbe Salz krystallisiert aus der Lösung gewisser Salzkrusten auf Vesuvlaven aus. Der Kainit findet sich meist mit einer mehr oder weniger großen Menge Steinsalz gemengt, schichtenförmig in Massen bei Staßfurt und Kalusz in den Abraumsalzen, wo er durch die Zersetzung von Carnallit entstanden ist. Er ist wie der mitvorkommende Sylvin und Carnallit in der Kalisalzindustrie zur Herstellung künstlicher Düngemittel von großer Bedeutung und auch wegen seines Magnesiagehalts wichtig.

Parisit. $CaF_2 \,.\, (Ce, La, Di)_2 O_3 \,.\, 3CO_2$ oder $(RF)_2CO_3 \,.\, 3CaCO_3$, wo $R =$ Ce, La, Di. Lange, spitze, bräunliche Dihexaeder mit vollkommener basischer Spaltbarkeit mit Smaragd im Kalke des Muzo-Tales in Neu-Granada, auch in Montana. Ein sehr ähnliches, vielleicht etwas zersetztes Mineral, *Ca*-frei und hauptsächlich *La*-haltig, mit wenig H_2O ist der *Kischtim-Parisit (Kischtimit)*, Gerölle in der Goldseife von Kischtim am Ural. Ein Baryumparisit (*Ba* statt *Ca*) und mit P. isomorph ist der wachsgelbe *Cordylit* aus Grönland. Von hier auch der *Synchysit*, $CaF_2 \,.\, CaCO_3 \,.\, (Ce, La, Di)_2 O_3 \,.\, 3CO_2$; früher für Parisit gehalten.

Bästnasit (Hamartit). $(Ce, La)F_3 \,.\, (Ce, La)_2 O_3 \,.\, 3CO_2$. Hexagonale Prismen, auch derb; gelb bis braun; durch HCl leicht zersetzt. Bastnäsgrube bei Riddarhyttan in Schweden, sowie im Feldspat am Pikes Peak in Colorado, wo er durch Umwandlung aus Tysonit entstanden ist.

Nocerin. $2(Ca, Mg)F_2 \,.\, (Ca, Mg)O$, aber noch nicht sicher festgestellt. Weiße hexagonale Nädelchen mit Flußspat im vulkanischen Tuff von Nocera bei Neapel.

Atacamit (Salzkupfererz).

$CuCl_2 \,.\, 3(CuO \,.\, H_2O) = H_3Cu_2O_3Cl$ mit 59,45 Cu. Rhombisch; einige häufiger vorkommende Formen sind in der Fig. 366 abgebildeten Kombination vereinigt: $m = \infty P$ (110); $s = \infty P\breve{2}$ (120); $b = \infty P\breve{\infty}$ (010); $c = 0P$ (001); $z = 3P$ (331); $e = P\breve{\infty}$ (011). m sehr stark vertikal

gestreift, die anderen Flächen vielfach matt und gekrümmt, so daß die Winkel nur annähernd meßbar sind: $m/m = 112^0$ $29'$: $e/e = 106^0$ $13'$, $a:b:c = 0{,}6683:1:0{,}7506$. Die Krystalle sind fast stets in der Richtung der Achse c verlängert, die meisten klein, nadelförmig, die von der Burra-Burragrube nördlich von Adelaide in Südaustralien ziemlich groß. Selten Zwillinge.

Fig. 366.

Nach b vollkommen spaltbar; spröde. H. = 3—3½. G. schwankend: 3,67—3,76 und 4,0—4,3; die Krystalle von Burra-Burra: G. = 3,76—3,77. Gras- bis smaragdgrün, hellgrüner Strich; Glasglanz; durchsichtig bis durchscheinend. A. E. bc; — M. L. b. V. d. L. schmilzt er auf Kohle und reduziert sich zu Cu; färbt die Flamme blaugrün. Erst bei 200° gibt er Wasser ab. In Säuren und Ammoniak löslich.

In Krystallen, derben Massen oft mit rundlicher Oberfläche und zuweilen als grünes Pulver findet er sich in Menge als wichtiges Kupfererz in der Wüste Atacama, sowie bei Copiapo etc. in Chile; in Indien; dann in Australien an verschiedenen Orten (siehe oben) etc. Auch in den Sublimationsprodukten des Vesuvs als grüner Beschlag auf Laven. Verwandelt sich nicht selten in Malachit, welcher zuweilen (Bogoslowsk im Ural) nach A. Pseudomorphosen bildet; auch in Kieselkupfer. In Deutschland nur wenig (Braubach in Nassau, Schwarzenberg in Sachsen).

(Klein, N. Jahrb. für Min. 1871, 495; v. Zepharovich, Sitzgsber. Wiener. Ak. Bd. 63, 1871 und Bd. 68, 1873; Brögger, Zeitschr. für Kryst. III, 489, 1879; G. vom Rath, ibid. Bd. V; Ludwig, Tschermaks Min. Mittlgn. Bd. III, 1873, pag. 35.)

Der grünlich blaue *Tallingit* von Cornwall ist $CuCl_2 . 4(CuO . H_2O) . 4H_2O$. Der *Atelit*, das grüne Umwandlungsprodukt des Tenorit vom Vesuv: $CuCl_2 . 2(CuO . H_2O) . H_2O$.

Percylit. $CuCl_2 . CuO . H_2O + PbCl_2 . PbO . H_2O$. Reguläre himmelblaue Oktaederchen mit Gold in Sonora (Mexiko) und Würfelchen auf Bleiglanz, Chile. Wohl dasselbe ist der *Boléit* von Boléo in Kalifornien und von Broken Hill.

Penfieldit. $2PbCl_2 . PbO$. Hexagonale Prismen von Laurium.

Matlockit. $PbCl_2 . PbO$. Zusammengehäufte, dünne, quadratische, durchscheinende, gelbliche oder grünliche, demantglänzende, nach der Basis undeutlich spaltbare Täfelchen; mit Bleiglanz bei Matlock in Derbyshire. Vesuv 1858.

Mendipit. $PbCl_2 . 2PbO$. Rhombisch, aber nur derbe, weiße oder gelbe, auch rötliche Massen; von den Mendip Hills in Somersetshire und von Brilon in Westphalen. *Schwarzembergit* enthält etwas J und krystallisiert rhomboedrisch, auch erdig, gelb. Auf Bleiglanz, Wüste Atacama.

Laurionit. $PbCl_2 . PbO . H_2O$. Kleine farblose, rhombische Kryställchen mit Phosgenit und Weißbleierz auf Höhlungen antiker Bleischlacken, die seit 2000 Jahren bei Laurion in Griechenland im Meer liegen. Damit zusammen der gleich zusammengesetzte, aber monokline *Paralaurionit*, der auch in Chile vorkommt (*Rafaelit*).

Ein Bleioxychlorid von noch nicht genauer bekannter Zusammensetzung aus Laurium ist auch der *Fiedlerit*; farblose, diamantglänzende, monokline Kryställchen.

Hier schließt sich noch an der *Caracolit*, $PbCl_2 . PbO . Na_2SO_4 . H_2O$ (?). Pseudohexagonale, wahrscheinlich rhombische, farblose, glasglänzende Kryställchen, mit Percylit auf Bleiglanz bei Caracoles in Chile.

Ekdemit (Heliophyllit). Wahrscheinlich $2PbCl_2 . Pb_4As_2O_7 = 2PbCl_2 . 4PbO . As_2O_3$. Quadratisch, nach der Basis deutlich spaltbar, fettglänzend, gelb bis grünlich, meist derb; auf den Manganerzlagerstätten von Wermland in Schweden. Die dicktafelförmigen, gelben, kleinen rhombischen Krystalle des *Ochrolith* von dort (Pajsberg) stellen die entsprechende *Sb*-Verbindung $2PbCl_2 . Pb_4Sb_2O_7$ dar.

Nadorit. $PbClSbO_2 = PbCl_2 . PbO . Sb_2O_3$. Rhombische Krystalle nach einer Richtung tafelförmig und leicht spaltbar. Gelb bis braun; durchscheinend; fettiger Diamantglanz. In HCl löslich. Am Djebel Nador bei Constantine auf Drusen eines Galmeilagers im Kalk.

Bleihornerz (Hornblei, Phosgenit, Kerasin).

$PbCl_2 . PbCO_3$; 51,0 $PbCl_2$. Quadratisch; das Prisma $m = \infty P$ (110) und die Basis $c = 0P$ (001) herrschen meist vor; den Flächen m gehen deutliche Blätterbrüche parallel; die Zahl der einfachen Formen ist beträchtlich, ein Krystall vom Mte. Poni in Sardinien zeigt z. B. die Kombination Fig. 367. Neben m und c findet sich: $b = \infty P\infty$ (100); $u = \infty P2$ (210); $x = P$ (111); $o = 2P\infty$ (201); $s = 2P2$ (211). $c/x = 123^0\ 2'$, daher $a : c = 1 : 1{,}0876$. Die Krystalle sind nach der Achse c verlängert; sie sind durchsichtig bis durchscheinend, sehr stark diamantglänzend, weiß, grau, grün, gelb. D. Br. +, $\omega = 2{,}114$; $\varepsilon = 2{,}140$ (orange). G. = 6,0—6,3. H. = 2½—3. Milde. V. d. L. leicht schmelzbar und auf Kohle zu Pb reduzierbar. In HNO_3 unter Brausen löslich. Überall mit Bleiglanz, aus dem er entsteht. Besonders schöne Krystalle am Mte. Poni auf der Insel Sardinien; auch bei Gibbas ebendort; ferner bei Matlock in Derbyshire, und im Ton eingewachsen in kleinen quadratischen Prismen mit der Basis bei Tarnowitz in Oberschlesien, hier meist in $PbCO_3$ verwandelt, u. a. a. O. Als Neubildung in den antiken Bleischlacken von Laurium in Griechenland.

Fig. 367.

(Hansel, Ztschr. für Kryst. II, 1878, 291; Krug v. Nidda, Ztschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. II, 126; Goldschmidt, Ztschr. f. Kryst. Bd. 23, 1894, pag. 139.)

Endlich sei erwähnt der *Daubreit*, vielleicht $BiCl_3 . 2Bi_2O_3 . 3H_2O$, hellgelb bis -grau, fasrig oder erdig, auch perlmutterglänzende Plättchen, auf Wismutglanz, aus dem durch Zersetzung entstanden. Tazna in Bolivia.

III. Klasse.

Schwefelverbindungen.

Es sind die *S*-, *Se*-, *Te*-, *As*-, *Sb*-Verbindungen der schweren Metalle. Viele davon sind technisch von großer Wichtigkeit, weil unter ihnen die verbreitetsten Erze mancher Metalle sich befinden, daher war die Aufmerksamkeit der Bergleute seit den frühesten Zeiten auf sie gerichtet. Sie sind teils metallisch glänzend, teils nicht; teils sind sie dunkel gefärbt, teils hell, und man unterscheidet danach drei Abteilungen: 1. *Kiese*: metallglänzend und hell gefärbt (weiß, hellgrau, gelb, rot). 2. *Glanze*: metallglänzend und dunkel gefärbt (schwarz, dunkelgrau). 3. *Blenden*: nicht metallglänzend, durchsichtig bis durchscheinend. Beispiele sind: Schwefelkies (wegen seiner überwiegenden Häufigkeit der Kies schlechtweg), Arsenkies; Bleiglanz, Silberglanz; Zinkblende, Silberblende = Rotgültigerz. Indessen sind diese alten Bergmannsnamen nicht lediglich auf die Schwefelmetalle beschränkt, sondern werden auch auf andere Erze angewandt, so z. B. Eisenglanz: Fe_2O_3.

In chemischer Beziehung sind die Schwefelmetalle den Sauerstoffverbindungen vollkommen analog; es gibt auch hier indifferente, saure und basische Verbindungen, und die beiden letzteren treten auch hier zu Salzen, den sog. Sulfosalzen zusammen. Die sauren Bestandteile der letzteren werden hauptsächlich von den Schwefelverbindungen der rhomboedrischen, die basischen von denen der regulären Metalle geliefert.

Die hierher gehörigen Mineralien sind meist nicht sehr hart, nur einige Kiese, z. B. Schwefelkies, erreichen Feldspathärte. Dagegen ist das spezifische Gewicht meist ziemlich hoch. Sie sind mild, einige sogar geschmeidig, wenige sind spröde. Von Säuren werden die meisten, z. T. unter Entwicklung von H_2S oder unter Abscheidung eines Niederschlags von *S* oder einer anderen Substanz zersetzt, resp. gelöst, viele auch durch Kalilauge. V. d. L. schmelzen sie meist leicht, entwickeln dabei vielfach stark rauchende Dämpfe, beschlagen die Kohle und geben Metallkörner. Dabei treten, wenn *As*, *Se* oder *S* vorhanden sind, die bekannten charakteristischen Gerüche auf. Einzelne sind im Kolben unzersetzt vollkommen flüchtig, andere werden zersetzt und hinterlassen einen nicht flüchtigen Rückstand. Ein solcher hinterbleibt oft auch v. d. L. auf der Kohle, der nach der Behandlung im Oxydationsfeuer (Rösten) von den oben genannten Elementen nichts mehr enthält und der zur weiteren Untersuchung der Substanz und zur Bestimmung der in dieser vorhandenen nicht flüchtigen Metalle benutzt wird, z. B. zur Untersuchung in der Borax- etc. Perle, welcher das Rösten stets vorausgehen muß.

Es werden zuerst die einfachen Schwefelverbindungen, dann die Sulfosalze, betrachtet werden. Von den einfachen kommen zuerst die Schwefelverbindungen der rhomboedrischen, dann die der regulären Metalle, in beiden Abteilungen folgen sie sich nach steigendem Schwefelgehalt. Bei den Sulfosalzen kommen zuerst die sauersten, die anderen folgen in der Reihe der stetig zunehmenden Basizität.

Einfache Schwefelverbindungen.

a. Schwefelverbindungen der rhomboedrischen Metalle.

Realgar (Rauschrot, rote Arsenblende).

AsS: 70,1 *As*. Monokline, zuweilen sehr gut ausgebildete kurz- oder langprismenförmige aufgewachsene Krystalle, wie z. B. die Fig. 368

dargestellte Kombination: $M = \infty P$ (110) und $l = \infty \bar{P}2$ (210) vielfach vertikal gestreift: $b = \infty \bar{P} \infty$ (010); $P = 0P$ (001); $n = \bar{P} \infty$ (011); $s = + P$ ($\bar{1}11$); $M M = 74° 26'$ und $l l = 113° 16'$ vorn; $P M = 104° 12'$; $P n = 156° 1'$; daraus: $a : b : c = 1{,}440 : 1 : 1{,}973$; $\beta = 113° 55'$. Prismen und Basis herrschen meist vor. Bl. Br. P und b ziemlich deutlich. Bruch muschlig. Milde. H. = 1½—2. G. = 3,4—3,6. Morgenrot mit pomeranzengelbem Strich. Diamantartiger Glanz, auf Bruchflächen Fettglanz. Durchsichtig bis durchscheinend. A. E. ac; M. L. meist im stumpfen Winkel ac, 77° mit $+a$ und 36° 55' mit $+c$. D. Br. —, sehr stark. Pleochroitisch. Von Königswasser unter Abgabe von S gelöst; unvollkommen in Alkalien löslich. V. d. L. bei Luftabschluß im Kolben vollkommen flüchtig, gibt dabei ein rotes Sublimat; im offenen Glasrohr wird er zum Teil oxydiert und gibt neben dem roten auch ein weißes Sublimat von As_2O_3 und SO_2-Geruch; verbrennt an der Luft mit weißer Flamme. Die Krystalle verändern sich am Licht und zerfallen allmählich in ein gelbes Pulver. Findet sich in schönen Krystallen, aber nur in geringer Menge vielfach auf Erzgängen, so bei Kapnik, Felsöbanya etc. in Siebenbürgen und bei Allchar in Macedonien; auch im Dolomit des Binnentals in Wallis. Derbe Massen mit Auripigment im Ton bei Tajowa in Ungarn. Sublimationsprodukt von Vulkanen (Solfatara, Vulcano); ähnliche Bildungen entstehen bei Steinkohlenbränden und in Hüttenprozessen. Als Absatz heißer Quellen z. B. im Yellowstone-Nationalpark in Nordamerika.

Fig. 368.

Isomorphe Reihe des Antimonglanzes.

Rhombisch.	Auripigment:	$As_2S_3 \, . \, a : b : c = 0{,}904 : 1 : 1{,}011$
	Antimonglanz:	$Sb_2S_3 \, . \, a : b : c = 0{,}984 : 1 : 1{,}011$
	Wismutglanz:	$Bi_2S_3 \, . \, a : b : c = 0{,}968 : 1 : 0{,}985$
	? Selenwismutglanz:	$Bi_2(Se, S)_3 \, . \; = 1 : 1 : 1$ ca.

Auripigment (Rauschgelb, gelbe Arsenblende).

As_2S_3, 60,98 As. Krystalle selten und selten gut ausgebildet, vielfach linsenförmig mit krummen Flächen; kleine Gruppen und Drusen bildend. Zeigen denselben ausgezeichneten Blätterbruch in der Richtung der Längsfläche mit der Horizontalstreifung, wie der Antimonglanz (siehe unten). Milde; dünne Blättchen gemein biegsam. H. = 1½—2; G. = 3,4—3,5. Citronengelb mit gleichem Strich; durchsichtig bis durchscheinend; fettglänzend, auf dem Blätterbruch diamantartig. A. E. ab. Leicht schmelzbar, vollkommen flüchtig unter As-Geruch. Verbrennt an der Luft und löst sich in Alkalien und in Salpetersäure. V. d. L. wie Realgar; im Kolben aber gelbes Sublimat.

Findet sich, vielfach mit Realgar zusammen meist in derben blättrigen Massen, so Knollen im Ton bildend bei Tajowa in Ungarn, in deren Hohlräumen Drusen kleiner Krystalle; mit Realgar bei Allchar in Macedonien; geringe Mengen auf Erzgängen, zuweilen andere Mineralien staubförmig imprägnierend und gelb färbend: Felsöbanya in Ungarn, Andreasberg im Harz mit Realgar auf Kalkspat etc. Größere Massen bei Djulamerk in Kleinasien. Auch in den Sublimationsprodukten der Vulkane z. B. an der Solfatara bei Neapel (Dimorphin).

Antimonglanz (Grauspießglanz, Antimonit).

Sb_2S_3 . 71,4 *Sb*, 18,6 *S*; meist sehr rein, zuweilen etwas *Au* (Kremnitz, Oporto etc.). Lange rhombische Prismen mit spitzer (Fig. 370) oder stumpfer Endung (Fig. 369); nicht selten dünne Nadeln. Die Krystalle bilden teils ziemlich flächenreiche, teils einfachere Kombinationen. Fig. 370 gibt: $m = \infty P (110)$, $m/m = 90^\circ 54'$, also ein beinahe quadratisches Prisma; $b = \infty \breve{P} \breve{\infty} (010)$; $w = 3\breve{P}\breve{3} (131)$; Fig. 369 neben *m*, *w* und *b* noch: $n = \infty \bar{P} \bar{2} (210)$; $l = \infty \breve{P} \tfrac{5}{3} (350)$; die Flächen der Prismenzone meist vertikal gestreift. $M = \tfrac{4}{3} \bar{P} \bar{4} (413)$; $p = P (111)$; $s = \tfrac{1}{3} P (113)$; $v = 2 \breve{P} \breve{2} (121)$. Die Flächen oft krumm, daher die Winkelmessungen häufig ungenau: $p/p = 111 : \bar{1}11 = 108^\circ 20'$; $p/m = 111 : 110 = 145^\circ 15'$.

Fig. 369. Fig. 370.

Ausgezeichneter Bl. Br. || der Längsfläche *b*, derselbe ist deutlich horizontal gestreift; unvollkommen nach der Basis. In der Richtung der Achse *a* sind die Prismen häufig stark gekrümmt und hin- und hergebogen. Milde. H. = 2. G. = 4,6—4,7. Bleigrau, zuweilen dunkler, auch bunt, angelaufen; dunkel bleigrauer Strich; starker Metallglanz. Schon in der Lichtflamme schmelzbar. V. d. L. mit schwach grünlicher Flamme vollkommen flüchtig, gibt weißen Rauch und Beschlag. In konz. *HCl* unter Entwicklung von H_2S gelöst.

In aufgewachsenen Krystallen und derben strahligen, fasrigen, blättrigen und körnigen Aggregaten, zuweilen auch dicht und haarförmig, (Federerz z. T., z. B. Andreasberg, Grube Münstergrund im Schwarzwald und Bräunsdorf). Auf Gängen und Lagern häufig.

Auf Gängen im Granit und Gneiß vielfach für sich allein ohne Begleitung anderer Erze, meist mit Quarz, so bei Bräunsdorf und an anderen Stellen im Erzgebirge, bei Magurka in Ungarn, Schönberg in Böhmen etc. Oder auch mit anderen Erzen, besonders antimonhaltigen, mit Bleiglanz, Blende, Silbererzen, Schwefelkies etc., so bei Neudorf am Harz, Přibram in Böhmen, Schemnitz und Felsöbanya in Ungarn, vielfach mit Schwerspat, der am letztgenannten Fundorte, auf

den Antimonitnadeln aufgespießt erscheint. Begleitet zuweilen den Zinnstein, sowie das Gold im Goldquarz. Ein Lager im Kieselschiefer bildet der Antimonglanz von Arnsberg in Westphalen. Krystalle von riesenhafter Größe von der Insel Schikoku in Japan. Fernere Vorkommen: Toskana, z. B. bei Pereta und am Mte. Auto (einzelne Stücke in einem schwarzen Ton), in der Auvergne in Frankreich, Korsika, Algier, Kleinasien, Borneo, Mexiko etc. Am wichtigsten sind die Vorkommen in Frankreich nebst Algier, wo neuerer Zeit ca. 130000 Ctr. jährlich gewonnen werden; fast überall sonst kommt er für eine umfangreiche Gewinnung zu spärlich vor. Er ist das einzige Antimonerz von Bedeutung. Verwittert zuweilen zu oxydischen Antimonverbindungen: Valentinit, Antimonocker, Cervantit, Stiblith etc. und überzieht sich dabei weiß oder gelb; zuweilen Bildung von Pseudomorphosen.

(Krenner, Sitzgsber. Wiener Ak., 1864, 436; E. S. Dana, Ztschr. f. Kryst. Bd. 9, 1884, pag. 29; Koort, Diss. Freiburg 1884; A. Schmidt, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 29, 1898, pag. 196.)

Rotspießglanzerz (Antimonblende, Pyrostibnit, Kermesit). $Sb_2S_2O = 2Sb_2S_3 . Sb_2O_3$. Monokline, kirschrote, zu Büscheln gruppierte, in einer Richtung deutlich spaltbare, feine durchscheinende Nadeln; mit Antimonglanz, aus dem es durch Verwitterung entsteht, bei Bräunsdorf, Přibram etc.

Wismutglanz (Bismutin). Bi_2S_3, ein licht bleigraues bis zinnweißes, häufig bunt angelaufenes metallisches, in einer Richtung leicht spaltbares Mineral, dem Antimonglanz sehr ähnlich, aber heller und seltener. Erzgebirge, Cornwall, Tazna in Bolivia etc. auf Zinnerzlagerstätten; in größerer Menge nur in Bolivia. Auch mit den Kontaktmineralien von Moravicza und Rezbanya im Banat; bei Riddarhyttan in Schweden. *Selenwismutglanz* (Frenzelit), $Bi_2(Se, S)_3$, dem vorigen ähnlich, selten, gehört wohl auch in diese Gruppe; stammt von Guanajuato in Mexiko, daher auch Guanajuatit.

Verbindungen von Wismut mit Tellur *(Tellurwismut)* sind mehrere bekannt. *Tetradymit* von Schubkau bei Schemnitz, Bi_2Te_3, aber meist S-haltig (Bi_2Te_2S), rhomboedrische dünne Krystallplättchen, meist dunkelgrau, metallisch glänzend, in einer Richtung (Basis) leicht spaltbar, sowie derbe Partien; ähnliches auch in Amerika an mehreren Orten. *Bi*-reicher: *Joseit*, $Bi_3Te(S, Se)$ aus Brasilien und *Grünlingit* Bi_4S_3Te, aus Cumberland sind äußerlich und trotz der Abweichung in der Zusammensetzung auch krystallographisch von dem Tetradymit kaum verschieden. Ebenso gleicht diesem auch der *Wehrlit* (Pilsenit) aus Ungarn, Bi_8Te_3S, z. T. Ag-haltig.

b. Einfache Schwefelverbindungen der regulären Metalle.

Dieselben sind nach dem steigenden Schwefelgehalt gruppiert.

Verbindungen R_9S bis R_3S.

In der Hauptsache einige *Arsenkupferverbindungen:*

Whitneyit. Cu_9As. Feinkörnig, rötlich silberweiß und metallisch glänzend, aber bald braun bis schwarz und matt anlaufend. G. = 8,47. H. = $3^1/_2$. Dehnbar

Houghton County in Michigan. Dasselbe ist der *Darwinit* von Copiapo in Chile. *Algodonit.* Cu_6As, stahlgrau bis silberweiß, metallglänzend, matt anlaufend. G. = 7,62. Feinkörnige Krusten von der Grube Algodones bei Coquimbo in Chile. Entsprechend zusammengesetzt ist der *Chilenit* (Wismutsilber), Ag_6Bi, amorph bis feinkörnig, silberweiß und bunt anlaufend, mit Darwinit bei Copiapo. *Domeykit.* Cu_3As. Derb, nierenförmig und traubig, auch eingesprengt, zuweilen mit Rotnickelkies in dünnen Lagen abwechselnd. G. = 7,2—7,5. H. = 3½. Spröde. Zinnweiß bis stahlgrau; gelb, braun und bunt anlaufend. Leicht schmelzbar. Auf den Kupfergruben von Copiapo und Coquimbo in Chile, ebenso in Mexiko; bei Zwickau in Sachsen im Porphyr. Auf der Mohawk-Grube am Lake Superior *Ni*- und *Co*-haltig, ähnlich dunklem Rotnickelkies (*Mohawkit*). Unrein und mit anderen Substanzen gemengt in dem schwarzen, erdigen *Condurrit* von Redruth in Cornwall, einem Zersetzungsprodukt wahrscheinlich von Arsenfahlerz. Eine dem Algodonit entsprechende *Sb*-Verbindung ist der silberweiße *Horsfordit* von Mytilene, Cu_6Sb.

Stützit. Ag_4Te, siehe unten bei Tellursilber (pag. 456).

Verbindungen R_2S und RS.

Sie zerfallen der Krystallform nach in drei isodimorphe Reihen, in die fast alle Mineralien von dieser Zusammensetzung herein gehören. Allerdings ist die Zugehörigkeit einiger Mineralien zu der oder jener Gruppe noch zweifelhaft, da von manchen noch keine deutlichen Krystalle gefunden worden sind. Bei ihnen ist dann kein Achsenverhältnis angegeben.

1. *Regulär-vollflächige* und *rhombische* (pseudohexagonale) Reihe (Verbindungen von *Pb*, *Ag* und Cu^I (einwertig):

a) regulär-vollflächig. (Isomorphe Reihe des Bleiglanzes.)	b) rhombisch (pseudohexagonal). (Isomorphe Reihe des Kupferglanzes.)
Bleiglanz PbS.	
Cuproplumbit $(Pb, Cu_2)\,S$.	
Selenblei $PbSe$.	
Tellurblei $PbTe$.	
Silberglanz Ag_2S	? Akanthit Ag_2S.
Jalpait $(Ag, Cu)_2\,S$	Silberkupferglanz $(Cu, Ag)_2\,S$; $a:b:c = 0{,}5822:1:0{,}9668$.
Aguilarit $Ag_2\,(S, Se)$.	Kupferglanz Cu_2S; 0,5822 : 1 : 0,9702.
Selensilber Ag_2Se.	
Selensilberblei $(Ag_2, Pb)\,Se$.	
Eukairit $(Ag, Cu)_2\,Se$	Selenkupfer Cu_2Se.
Hessit Ag_2Te	Tellursilber Ag_3Te.
	Tellurgoldsilber $(Ag, Au)_2\,Te$.
	Antimonsilber Ag_3Sb; 0,5775 : 1 : 1,0077.

Ag_2S und Cu_2S sind dimorph, wie das Vorkommen im Jalpait und Silberkupferglanz beweist; Ag_2S ist für sich nur regulär sicher bekannt, ebenso Cu_2S als Mineral nur rhombisch, kann aber künstlich in regulären Formen erhalten werden. Dimorph ist auch Ag_2Te. Selten tritt *As* oder *Sb* statt *S* auf.

2. *Regulär-tetraedrische* und *hexagonal-hemimorphe* Reihe (Verbindungen von *Zn*, *Fe*, *Mn*, *Ni*, *Cd*, *Ca*):

a) regulär-tetraedrisch. (Isomorphe Reihe der Zinkblende.)	b) hexagonal-hemimorph. (Isomorphe Reihe des Würtzits.)	
Zinkblende (*Zn*, *Fe*) *S*	Würtzit (*Zn*, *Fe*) *S*; $a:c = 1:0{,}8175$.	
Manganblende *MnS*.	Erythrozinkit (*Zn*, *Mn*) *S*;	
Troilit *FeS*.	Greenockit *CdS*;	1:0,8125.
Eisennickelkies (*Fe*, *Ni*) *S*	Millerit *NiS*;	1:0,8593.
Oldhamit *CaS*.	Arsennickel *NiAs*;	1:0,8194.
	Antimonnickel *NiSb*;	1:0,8627.
	Arit *Ni* (*As*, *Sb*).	

Die Verhältnisse des Isodimorphismus ergeben sich aus der Tabelle von selbst. Nur in der zweiten Reihe ist *S* durch *As* und *Sb* vertreten. Ob Magnetkies in die hexagonale Reihe gehört, ist ungewiß (siehe diesen, pag. 467).

3. *Regulär-tetraedrische* und *hexagonal-trapezoedrisch-tetartoedrische* Reihe (Verbindungen von *Hg* und Cu^{II} (zweiwertig):

a) regulär-tetraedrisch. (Isomorphe Reihe des Metacinnabarits.)	b) hexagonal-trapezoedrisch. (Isomorphe Reihe des Zinnobers.)	
Metacinnabarit *HgS*	Zinnober *HgS*; $a:c = 1:1{,}1453$.	
Onofrit *Hg* (*S*, *Se*).	Covellin *CuS*;	1:1,1455.
Selenquecksilber *HgSe*.		
Tellurquecksilber *HgTe*.		

Diese letztere regulär-tetraedrische Gruppe ist mit der oben angeführten, derjenigen der Zinkblende, nicht als isomorph zu betrachten, da sich *HgS* etc. niemals mit den Verbindungen in der letzteren mischen. Kein *As* oder *Sb* statt *S*.

1. a) Isomorphe Reihe des Bleiglanzes.

Bleiglanz (Galenit).

PbS mit 86,6 *Pb*; häufig durch *Fe*, *Zn*, *Sb* etc. verunreinigt; wichtig ist ein fast nie fehlender, wenn auch meist kleiner *Ag*-Gehalt. Besonders stark verunreinigt ist der dichte Bleiglanz (*Bleischweif*). Ein sehr unreiner Bleischweif von Přibram in Böhmen, mit *ZnS* und As_2S_3 gemengt, ist *Steinmannit* genannt worden. *Überschwefelblei* oder *Johnstonit* ist ein mulmiger Bleiglanz mit eingemengtem Schwefel, der sich an den Kerzenflammen entzündet und fortbrennt. (Vergl. Cuproplumbit.)

Regulär. Der Würfel $\infty O \infty$ (100), durch ausgezeichneten Bl. Br. charakterisiert, findet sich häufig als Krystallform; ebenso vielfach das Oktaeder O (111). Öfters beide kombiniert; zuweilen ausgezeichnete Kubooktaeder (Fig. 99). Auch das Granatoeder ∞O (110) tritt zuweilen dazu nebst dem Pyramidenoktaeder $2O$ (211) (Fig. 109, von Neudorf am Harz). Ikositetraeder sind häufig, aber gerade das gewöhnliche: $2O2$ (211) ist hier selten. Zwillinge nach O; die Individuen an- oder

häufiger durcheinander gewachsen. Zuweilen eigentümlich verzerrt, mit gerundeten Flächen, Ecken und Kanten (Grube Gonderbach bei Laasphe in Westphalen, wo die plattigen Krystalle zuweilen wie angeschmolzen und geflossen aussehen). In derben Massen sind zuweilen Lamellen in Zwillingsstellung nach $4O$ (441) eingewachsen, welche auf den Würfelflächen eine ausgezeichnete Parallelstreifung hervorbringen.

Der vollkommene würflige Blätterbruch ist schon erwähnt, an einigen Orten auch Krystalle mit vollkommener oktaedrischer Spaltbarkeit. Gleitflächen || mit den Granatoederflächen. Milde. H. = $2\frac{1}{2}$—3. G. = 7,2—7,6. Ausgezeichneter Metallglanz. Rötlich-bleigrau, Strich grauschwarz. V. d. L. verknistert er und gibt auf Kohle leicht ein Metallkorn und gelben Bleibeschlag. In konz. HNO_3 unter Abscheidung von S und $PbSO_4$ löslich.

Findet sich in Krystallen, teils aufgewachsen auf derbem Bleiglanz oder auf anderen Mineralien, teils eingewachsen im Ton und Kalk. Derbe Massen, oft von bedeutendem Umfang, sind häufig; sie sind groß-, grob- und feinkörnig bis dicht, zuweilen mit nierenförmiger und traubiger Oberfläche, sowie stalaktitisch; auch fasrig, gestrickt und pulverig. Der Bleiglanz kommt auf Gängen in verschiedenartigem Nebengestein und auf Lagern vor, meist mit anderen Erzen, besonders Zinkblende (eine regelmäßige Verwachsung von Bleiglanz und gelber Blende ist schillernder Bleiglanz genannt worden) und Kupferkies, auch Bournonit und mit sonstigen Mineralien (Kalkspat, Schwerspat, Quarz etc.) zusammen, auch Flußspat fehlt manchmal nicht. So findet er sich auf den Gängen des Oberharzes bei Clausthal und bei Neudorf am Harz, im Erzgebirge bei Freiberg, im Siegenschen, bei Holzappel und Ems in Nassau, Markirch in den Vogesen, bei Přibram und Mies in Böhmen, in der Bretagne in Frankreich; hier setzen die Gänge im alten Gebirge auf. Im Granit bei Linares in Spanien. In jüngeren Eruptivgesteinen mit Bournonit, bei Kapnik in Ungarn und bei Rodna in Siebenbürgen. Massenhaft ist das Vorkommen als Füllung auf Hohlräumen und Klüften im Kalk und Dolomit, meist von Zinkblende begleitet, so bei Raibl und Bleiberg in Kärnten und in ähnlicher Weise bei Brilon und Iserlohn in Westphalen, bei Tarnowitz in Oberschlesien, am Monte Poni in Sardinien, in der Sierra Nevada in Spanien, bei Tunaberg und Sala in Schweden, in Cumberland und Derbyshire und auf der Insel Man in England und besonders an mehreren Orten in den Staaten Missouri, Illinois, Jowa und Wisconsin, bei Leadville in Colorado. Lagerförmig mit Zinkblende, Schwefelkies etc. im Gneiß bei Ammeberg in Schweden. Als sog. Knottenerz bei Commern und Mechernich in der Eifel: einzelne Körner reichlich zerstreut im Buntsandstein. Der Bleiglanz ist ein sehr ver-

breitetes Mineral und das wichtigste Bleierz, auch, obwohl der Silbergehalt meist nur 0,01—0,03 %, zuweilen $^1/_2$ %, selten 1 % beträgt, ein wichtiges Silbererz. Ein Bl. von Utah in Nordamerika hat über 8 % *Ag* ergeben.

Der Bleiglanz wird sehr leicht oxydiert und sonst verändert. Er bildet, z. T. unter Zutritt der betreffenden Säuren von außen, vielfach Zersetzungsprodukte, deren Krystalle häufig auf dem durch die Zersetzung zerfressenen Bleiglanz aufsitzen, der das Blei zu den Neubildungen geliefert hat; so z. B. Weißbleierz: $PbCO_3$, Vitriolblei: $PbSO_4$, Gelbbleierz: $PbMoO_4$, Phosgenit, Bleiphosphate und -Arseniate, zuweilen in erheblichen Mengen. Diese Mineralien gehen aber auch ihrerseits zuweilen in Bleiglanz über, z. B. die hexagonalen Prismen des Pyromorphits (sog. Blaubleierz von Bernkastel an der Mosel und von der Bretagne), sehr schöne Pseudomorphosen von Bleiglanz nach Pyromorphit bildend. Zuweilen als Versteinerungsmittel von Petrefakten.

Künstlicher Bleiglanz mit allen Eigenschaften des natürlichen entsteht in würfligen Krystallen häufig bei manchen Hüttenprozessen. Als Neubildung auf wäßrigem Wege hat man ihn auf Bleiröhren einer antiken Wasserleitung in den Thermen von Bourbonne-les-Bains in Frankreich beobachtet.

(Sadebeck, Ztschr. d. deutsch. geol. Ges. 26, 618, 1874; v. Zepharovich, Ztschr. für Kryst. I, 155, 1877; Bauer, N. Jahrb. für Min. 1882, I, 138.)

Cuproplumbit (Kupferbleiglanz) ist ein Bleiglanz mit 19,9 *Cu* : *PbS* und Cu_2S in isomorpher Mischung; bildet derbe, schwärzlich-bleigraue, würflig spaltbare Massen; mit Kupferglanz von Coquimbo in Chile. Ähnlich der *Cu*-reichere *Alisonit* von dort, vielleicht eine Pseudomorphose.

Selenblei (Clausthalit). *PbSe*, zuweilen ein Teil des *Pb* durch *Ag* ersetzt (Selensilberblei). Derbe, würflig blättrige, feinkörnige, graue, metallisch glänzende Aggregate. Mit Kalkspat in dem Roteisenstein von Tilkerode, Lerbach, Zorge und auf den Gängen von Clausthal am Harz, meist mit Bleiglanz zusammen; bes. reich ist die Provinz Mendoza in den argentinischen Kordilleren, wo massenhafte *Se*-Erze im Trachyt liegen, z. T. mit 21 % *Ag* im Selenblei. Etwas *Co*-haltig ist das *Selenkobaltblei* von Clausthal. *Selenquecksilberblei* (Lerbachit) ist wohl nur ein mit *HgSe* verunreinigtes Selenblei von Zorge, Lerbach und Tilkerode.

Selenkupferblei (Zorgit). Bleigraue, meist feinkörnige Aggregate von Zorge, Tilkerode etc., in denen *PbSe* mit Cu_2Se isomorph gemischt ist. Vielleicht ist ein Teil desselben nicht regulär. Ein silberhaltiges Erz $(Pb, Cu_2, Ag_2)Se$ in der Provinz Mendoza in Argentinien.

Tellurblei (Altait). *PbTe*, bis 1 % *Ag*, wenig geschmeidige, derbe, würflig blättrige Massen; zinnweiß, zuweilen gelb angelaufen. Wales, Altai, Colorado, Kalifornien, Chile.

Silberglanz (Glaserz, Argentit).

Ag_2S mit 87,1 *Ag*, zuweilen etwas *Pb*, *Cu*, *Fe*. Unter den Krystallformen sind: $\infty O \infty$ (100); *O* (111); ∞O (110) die häufigsten, vielfach *O* mit $\infty O \infty$. Auch 2*O*2 (211) ist nicht selten, findet sich sogar selbständig. Bildet Durchwachsungszwillinge nach *O* (111). Die

Krystallflächen sind meist rauh, krumm und matt und die Formen häufig verzerrt. Nicht spaltbar; Bruch uneben und hakig. Dehnbar, läßt sich schneiden und prägen wie Blei. H. = 2—2½; G. = 7,31—7,36. Dunkel bleigrau bis schwarz, zuweilen angelaufen. Matter Metallglanz, im Strich und auf Schnittflächen lebhaft glänzend. V. d. L. schmelzend, hinterläßt ein *Ag*-Korn; in konz. HNO_3 unter Abscheidung von *S* löslich. Findet sich in zuweilen ziemlich großen, aufgewachsenen Krystallen, welche nicht selten zu mehr oder weniger regelmäßigen Gruppen vereinigt sind, auch derb, sowie in baum-, haar-, draht-, zahnförmigen und gestrickten Massen, Blechen und dünnen Anflügen, die zuweilen pulverig und rußartig sind (Silberschwärze). Diese Gestalten und andere Vorkommen sind vielfach Pseudomorphosen nach Silber, das sehr leicht *S* aufnimmt. Auf Erzgängen, besonders in deren tiefer gelegenen Partien; ein sehr wichtiges Silbererz. Im Erzgebirge, besonders bei Freiberg und Joachimstal, sowie mit *Co*- und *Ni*-Erzen bei Marienberg, Schneeberg, Johanngeorgenstadt etc., im Harz bei Andreasberg, bei Schemnitz in Ungarn, bei Kongsberg in Norwegen, in Nordamerika (Nevada im Comstock-Gang etc.). Mexiko, Peru, Chile. (Vergl. Akanthit, pag. 458.)

Jalpait, reguläre, hexaedrisch spaltbare Massen, zuweilen Oktaeder; $3Ag_2S + Cu_2S$ mit 71,8 *Ag*, metallglänzend, dunkel bleigrau. Jalpa in Mexiko und in Chile. Ist ein kupferhaltiger Silberglanz.

Aguilarit von Guanajuato in Mexiko; eisenschwarze skelettartige Granatoeder, ist ein selenhaltiger Silberglanz.

Selensilber (Naumannit). Ag_2Se, 73 *Ag*, bis 5 *Pb*. Metallglänzende, eisenschwarze, geschmeidige, sehr gut hexaedrisch spaltbare, feinkörnige Massen, nie deutliche Krystalle, von Tilkerode am Harz, und in der Provinz Mendoza in Argentinien. Kupferhaltig $(Ag_2, Cu_2, Pb) Se$ (siehe Selenkupferblei).

Eukairit. $CuAgSe = Cu_2Se + Ag_2Se$. 25,3 *Cu* und 43,1 *Ag*. Metallglänzende zinnweiße derbe Massen, die würflige Spaltbarkeit zeigen sollen. Künstliche Krystalle sind reguläre Oktaeder. Milde. H. = 2½. G. = 7,67. Skrikerum in Schweden, Chile, Argentinien (Sierra de Famatina). Ein Thallium-haltiger Eukairit ist vielleicht der bleigraue *Crookesit* $(Cu, Tl, Ag)_2 Se$ von Skrikerum mit 17,25 % *Tl* und 3,71 % *Ag*.

Tellursilber (Hessit). Ag_2Te mit 62,8 *Ag*, manchmal etwas *Pb*- und *Au*-haltig. Kubische, vielfach verzerrte Krystalle; meist derb, stahl- bis bleigrau. Geschmeidig. H. = 2½. G. = 8,13—8,43. Auf den Silbererzlagerstätten von Botes bei Zalathna (besonders schöne Krystalle) und Nagyag in Siebenbürgen, Rezbanya in Ungarn, am Altai, in Colorado und Kalifornien, Chile. (Becke, Tschermaks Min. Mitteilungen 1880, 301.)

Ein Teil des Tellursilbers wird für rhombisch gehalten und der Reihe des Kupferglanzes zugewiesen. Hierher rechnet man namentlich den ca. 26 % *Au* enthaltenden *Petzit* (Tellursilbergold), $(Ag, Au)_2 Te$, eisenschwarz mit schwarzem Strich, der bei Nagyag in Siebenbürgen und an mehreren Stellen in Colorado und Kalifornien, sowie in Westaustralien (Kalgoorlie) ein nicht unwichtiges Golderz darstellt.

Silberreicher als *Hessit* ist der seltene und noch wenig bekannte *Stützit*, Ag_4Te,

monoklin, in kugeligen Gruppen, wahrscheinlich von Nagyag in Siebenbürgen, mit Gold und Hessit auf Quarz.

1. b) Isomorphe Reihe des Kupferglanzes.

Kupferglanz (Kupferglas, Redruthit, Chalkosin).

Cu_2S, 79,8 *Cu*, stets etwas *Fe*, bis zu $6\frac{1}{2}$%, selten *Ag*. Die rhombischen Krystalle zeigen meist hexagonales Aussehen. Die Prismen $M = \infty P$ (110) haben einen von 120° wenig verschiedenen Winkel: $M/M = 119° 35'$; die Längsfläche $b = \infty P\breve{\infty}$ (010) bildet mit ihm deshalb ein scheinbar hexagonales Prisma. Die stets stark ausgedehnte Basis $c = 0P$ (001) ist ‖ der Achse *a*, d. h. parallel der Kante *b/c* meist deutlich, vielfach sogar sehr stark gestreift, ebenso die noch zu erwähnenden Domenflächen *d* und *e*. Das Oktaeder $a = \frac{1}{3}P$ (113) und das stets damit zusammen vorkommende Brachydoma $e = \frac{2}{3}P\breve{\infty}$ (023) bilden über dem Prisma ein scheinbares Dihexaeder (Fig. 371); $c/a = 147° 10'$; $c/e = 147° 6'$. Zuweilen stumpfen die Flächen von $p = P$ (111) die Kanten *a/M*, die Flächen von $d = 2P\breve{\infty}$ (021) die Kanten *e/b* ab, beide ebenfalls einen solchen dihexaederähnlichen Körper miteinander bildend: $p/c = 117° 19'$; $d/c = 117° 10'$. Die Krystalle sind meist dick tafel- oder nieder prismenförmig und häufig in der Richtung der Achse *a* etwas verlängert. Zwillinge nach 3 Gesetzen: 1) Nach *M*; meist Drillinge, die drei Individuen sind durcheinander gewachsen und bilden zuweilen einen sechsstrahligen Stern. Die Basis ist allen Individuen gemeinsam und die federartige Streifung auf *c* gibt die Zwillingsgrenzen (Fig. 372). 2) Nicht selten sind Zwillinge, bei denen die beiden Tafeln unter 88°, also nahezu senkrecht durcheinandergewachsen sind. Zwillingsfläche ist eine Fläche des Oktaeders $\frac{1}{2}P$ (112). Die Streifungen auf den Basisflächen beider Individuen stehen schief gegen die Zwillingsgrenze. 3) Selten ist eine Durcheinanderwachsung beider Individuen unter 69°, wobei die Streifung auf beiden Basisflächen *c* der Zwillingsgrenze parallel ist; die Zwillingsfläche ist die Fläche des Brachydomas $\frac{3}{2}P\breve{\infty}$ (032). (Fig. 372 links). Zuweilen sind die nach diesen letzteren beiden Gesetzen verwachsenen Krystalltafeln ihrerseits Zwillinge oder Drillinge nach dem ersten Gesetz. Auch nach den Gesetzen 2 und 3 können drei und mehr Individuen zu Drillingen etc. verwachsen.

Fig. 371. Fig. 372.

Keine deutliche Spaltbarkeit, Bruch muschlig bis uneben. Sehr mild, mit dem Messer lassen sich bröcklige Späne abschneiden. H. = $2\frac{1}{2}$—3. G. = 5,5—5,8. Schwärzlich bleigrau, zuweilen bunt, meist blau, auch

braun angelaufen; Strich schwarz. Geringer Metallglanz, glänzender auf frischen Bruchflächen, die aber durch Anlaufen bald matt werden. V. d. L. schmilzt er leicht zu einer spritzenden Kugel; mit Soda geschmolzen ein *Cu*-Korn; in HNO_3 löslich.

Findet sich in Krystallen, aber allermeistens derb, und ist ein ziemlich verbreitetes, aber nicht sehr massenhaft vorhandenes Kupfererz, das mit anderen Kupfererzen, besonders mit Kupferkies und Buntkupfererz, in verschiedener Weise auf Gängen und Lagern vorkommt, aber seltener und weniger reichlich als die beiden letzteren. Besonders schöne Krystalle auf den Erzgängen in Cornwall (Redruth). In Deutschland meist derb; im Siegenschen auf Brauneisenerzgängen, bei Freiberg, bei Kupferberg und Rudelstadt in Schlesien, bei Kamsdorf in Thüringen, im Banat, Toskana, im Ural, in Peru, Chile, Montana in Nordamerika; schöne aufgewachsene Krystalle auch zu Bristol in Connecticut. Eigentümlich ist das Vorkommen im Kupferschiefer im Mansfeldischen, in kleinen Flittern, selten in größeren Körnern oder dünnen Platten eingesprengt und eingewachsen. Als Versteinerungsmittel von Cypressenzweigen bei Frankenberg in Hessen (sog. Frankenberger Kornähren, Ullmannia Bronni), ebenfalls im Zechstein. Geht zuweilen in Kupferindig über; häufiger durch Verwitterung in oxydische *Cu*-Verbindungen, bes. Malachit; auch zu Vitriol verwittert. Künstlich auch reguläre Krystalle von Cu_2S. (Vergl. Silberkies, pag. 469.)

Harrisit von der Cantonmine in Georgia, ist würflig blättriges Cu_2S und wird für eine Pseudomorphose nach Bleiglanz gehalten.

Silberkupferglanz (Stromeyerit).

$Ag_2S + Cu_2S$ (53,1 *Ag*, 31,1 *Cu*, etwas *Fe*). Das Verhältnis von *Ag* : *Cu* schwankt aber in weiten Grenzen, da es isomorphe Mischungen von Ag_2S und Cu_2S von rhombischer Form sind, in denen meist Cu_2S über Ag_2S überwiegt (Kupfersilberglanz). Krystalle, denen des Kupferglanzes in Begrenzung und Ausbildung ähnlich, sind selten. Meist dunkel stahlgraue, metallische, derbe Massen. Milde mit muschligem Bruch. G. = 6,2—6,3. H. = 2½—3. Schlangenberg (Altai); Rudelstadt (Schlesien); Chile, Peru, Arizona; z. T. als Silbererz nicht unwichtig.

Selenkupfer (Berzelianit, Berzelin). Cu_2Se, dünne, silberweiße, dendritische Überzüge, die schwarz anlaufen. Geschmeidig. Krystallform unbekannt. Skrikerum in Norwegen, Lerbach und Zorge im Harz mit Selenblei.

Ein Selenkupfer $Cu_2Se \cdot CuS$ ist auch der derbe feinkörnige, wie Buntkupfererz aussehende *Umangit* aus Argentinien.

Akanthit. Soll rhombisches Ag_2S sein, das im Silberkupferglanz mit Cu_2S isomorph gemischt ist. Die Krystalle, stets nicht sehr deutlich, werden jetzt eher

für verzerrte reguläre Formen von Silberglanz gehalten, dem sie auch äußerlich gleichen. Der Akanthit wäre dann nichts als ein Silberglanz von besonderer Ausbildung. H. = 2. G. = 7,2—7,3, nahe dem des Silberglanzes. Freiberg und Joachimsthal im Erzgebirge etc. (Dauber, Sitzgsber. Wien. Akad. Bd. 39, 1860; Krenner, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 14, 1888, pag. 388.)

Antimonsilber (Diskrasit, Spießglanzsilber).

Enthält *Ag* und *Sb* in verschiedenen Verhältnissen, 64—94 %, *Ag*, entsprechend den Verhältnissen Ag_2Sb bis $Ag_{18}Sb$; daher wurde es wohl für eine isomorphe Mischung von *Ag* und *Sb* gehalten. Aber alle deutlichen Krystalle und grobkörnigen Aggregate entsprechen der Formel Ag_2Sb mit 64,3 *Ag*, nur die feinkörnigen sind *Ag*-reicher. Man hält daher auch diese letztere Formel für die dem Mineral eigentlich zukommende und nimmt an, daß in den *Ag*-reicheren Varietäten Silber mechanisch beigemengt ist. Krystallform rhombisch, ähnlich der des Kupferglanzes, gute Krystalle sind aber selten. Auch Zwillinge. Deutlicher Bl. Br. nach verschiedenen Richtungen. Meist grob- bis feinkörnige Aggregate und in Form von Blechen und dünnen Blättchen. Silber- bis zinnweiß, zuweilen dunkler angelaufen; starker Metallglanz. H. = 3½. G. = 9.4—10,0; leicht schmelzbar und *Sb*-rauch- und -beschlag liefernd. Auf Kohle hinterbleibt ein *Ag*-Korn. In HNO_3 löslich. Auf Erzgängen mit anderen *Ag*-Erzen. Im Schwarzwald, bes. bei Wolfach; bei Andreasberg im Harz; bei Allemont im Dauphiné. Arsenantimonsilber in Peru und bei Chanarcillo in Chile (Chanarcillit). Nicht unwichtiges *Ag*-Erz. (Rammelsberg, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 16. 1864. pag. 618.)

Hieran schließt sich:

Wismutgold (Maldonit). Au_2Bi, derb, silberweiß, im Granit von Maldon, Victoria, Australien.

2. a) Isomorphe Reihe der Zinkblende.

Zinkblende (Blende, Sphalerit, Schalenblende z. T.).

ZnS, 67,0 *Zn*, aber meist stark verunreinigt; *Cu*, *Mn*, *Ag* (zuweilen in nutzbarer Menge), *Sn*, *Sb*, *Cs*, *Rb*, *Jn*, *Ga*, *Tl* etc. finden sich namentlich in der dichten Blende; wichtiger als die genannten Metalle ist aber manchmal *Cd* (bis 3½ %) und namentlich *Fe*, das fast nie fehlt und dessen Menge bis über 18 % steigt, so daß die meisten Blenden besser als isomorphe Mischungen von *ZnS* und *FeS*, und zwar vorzugsweise zwischen den Grenzen *ZnS* und $2ZnS + FeS$ angesehen werden. Solche *FeS*-reiche Mischungen sind z. B. der *Marmatit* ($3ZnS + FeS$) von Marmato bei Popayan in Kolumbien mit 23 *FeS*, entsprechend 15 *Fe* und der *Christophit* $2ZnS + FeS$ von der Grube St. Christoph bei Breitenbrunn in Sachsen mit mehr als 28 *FeS*.

Die Krystalle sind regulär-tetraedrisch, doch sind selbständige Tetraeder selten (Ain Barber in Algier). Das Aussehen der Krystalle ist meist ein holoedrisches, dadurch daß die beiden korrelaten hemiedrischen Formen nebeneinander vorkommen, also z. B. besonders häufig die beiden Tetraeder $o = +\frac{O}{2}(111)$ und $o' = -\frac{O}{2}(1\bar{1}1)$. Die Hemiedrie zeigt sich daran, daß die Flächen des einen Tetraeders matt, die des anderen glänzend, daß sie überhaupt voneinander verschieden sind (Fig. 373). Neben den Tetraedern sind Würfel und besonders Granatoeder g häufig, ersterer die Oktaederecken abstumpfend, letzteres nicht selten in Kombination mit dem Pyramidentetraeder $i = \frac{3O3}{2}$ (311) (Fig. 374), dessen etwas gekrümmte und schwachgestreifte Flächen an den abwechselnden dreikantigen Ecken des Granatoeders g mit dessen Flächen sechs von der betreffenden Ecke ausstrahlende Kanten i/g bilden (das gewöhnliche Pyramidentetraeder $\frac{2O2}{2}$ (211)

Fig. 373. Fig. 374. Fig. 375. Fig. 376.

würde die um die abwechselnden dreikantigen Ecken herumliegenden Granatoederkanten gerade abstumpfen). Nicht selten ist eine Kombination, in der zu den genannten Formen noch der Würfel und beide Tetraeder, sowie das mit i korrelate Pyramidentetraeder $-\frac{3O3}{2}(3\bar{1}1)$ hinzutreten. Andere Formen sind seltener; dagegen sind Zwillingsverwachsungen in sehr verschiedenartiger Ausbildung häufig, die in Verbindung mit vielfacher Verzerrung machen, daß die Krystalle oft schwer zu entziffern sind. Zwei Oktaeder, gebildet von den korrelaten Tetraedern o und o', sind nach dem Spinellgesetz und zwar so verwachsen, daß eine Fläche o des einen und o' des anderen sich berühren; in der Zwillingsgrenze machen dann ringsum je zwei ungleichartige Flächen o und o' aus- und einspringende Winkel (Fig. 375); dasselbe ist bei Fig. 376 der Fall, wo die Granatoederflächen g die Oktaederkanten o/o' abstumpfen; je zwei Flächen g und $\underline{g}$ fallen dabei über die Zwillingsgrenze hinweg in ein Niveau. Häufig sind die beiden Hauptindividuen noch von Zwillingslamellen durchsetzt, welche nach demselben Gesetz parallel mit derselben oder mit

anderen Oktaederflächen eingewachsen sind (Fig. 375), überhaupt wiederholt sich diese Zwillingsbildung leicht mehrfach in verschiedener Weise. Manchmal sind auch beide Oktaeder durcheinander gewachsen, so daß die Ecken des einen aus den Flächen des anderen herausragen, oder sie sind nach einer auf der Zw. E. senkrechten Ebene verwachsen, oder zwei granatoedrische Individuen bilden einen Zwilling ähnlich dem Sodalithzwilling (Fig. 261), begrenzt von den Flächen *g* und *i* oder von *g* allein.

Ausgezeichnete Spaltbarkeit nach den Granatoederflächen; spröde. H. = $3\frac{1}{2}$—4. G. = 3,9—4,2. Selten farblos (z. B. der sog. Cleiophan von Franklin in New Jersey, der in reinen Stücken fast wasserhell ist), meist gefärbt, grün, seltener rot, oft gelb, braun, schwarz; um so dunkler, je größer der Eisengehalt. Strich bei den dunkeln braun oder gelb. Durchsichtig bis undurchsichtig. Der Glanz ist demantartig und geht bei hellgefärbten ins glas- und fettartige, bei dunkeln ins metallische. Phosphoresziert beim Zerbrechen, Zerreiben und manche auch beim Erwärmen. $n = 2{,}37$ (*Na*), (gemessen an der hellgelbgrünen Blende von Picos de Europa bei Santander in Spanien), also sehr starke Lichtbrechung. Pyroelektrisch und zwar polar nach nach den vier trigonalen Achsen. Dies und die Verschiedenheit der Ätzfiguren auf den Flächen beider Tetraeder hängt mit der Hemiedrie zusammen. V. d. L. stark verknisternd, fast unschmelzbar; gibt *Zn*-Beschlag. In HNO_3 löslich unter Abscheidung von Schwefel.

Die Blende findet sich in Krystallen, die stets aufgewachsen sind, in großblättrigen Massen, die vielfach Zwillingslamellen einschließen und dem entsprechende Streifung zeigen; sodann in körnigen Aggregaten, welche bis ins Dichte gehen, und die um so unreiner sind, je feiner das Korn. Zuweilen auch krummschalig mit nierenförmiger und traubiger Oberfläche, sowie stalaktitisch (Schalen- oder Leberblende, z. B. von Raibl in Kärnten), z. T. mit ebenem Bruch, mattem Glanz und hellbräunlicher Farbe, z. T. auch feinfasrig und dann zum Würtzit zu stellen; vielfach mit dünnen Lagen Bleiglanz abwechselnd.

Die Blende ist ein sehr verbreitetes Mineral, das sich fast stets mit Bleiglanz, häufig mit Schwefel- und Kupferkies, sowie mit Quarz, Schwerspat, Kalkspat, Spateisenstein, auch mit Flußspat und manchmal mit Manganspat zusammen findet. Auf Gängen bei Clausthal etc. im Oberharz, bei Freiberg und sonst im Erzgebirge, im Siegenschen, bei Ems und Holzappel in Nassau, Mies und Přibram in Böhmen, Schemnitz in Ungarn, Kapnik und Rodna in Siebenbürgen, in England (Cumberland, Derbyshire) etc. Mehrfach lagerförmig in Massen im Gneiß, so bei Ammeberg am Wettersee in Schweden und am Schneeberg bei Passeir in Tirol. Sodann in einzelnen Körnern und größeren Partien eingewachsen im Kalk und Dolomit und Höhlungen

in diesen ausfüllend, wie der Bleiglanz und mit diesem, und hier z. T. durch Zersetzung in Galmei verwandelt (siehe Bleiglanz). So bei Raibl in Kärnten etc., ferner zu Stolberg bei Aachen, Iserlohn, Wiesloch in Baden, Picos de Europa bei Santander, hier z. T. in grobspätigen hellgefärbten Massen etc. Einzelne schöne gelbe Krystalle auf Drusen im Dolomit des Binnentals in Wallis. Helle fast farblose Oktaeder im Letten der Bleiglanzgrube Dorothea bei Wershofen, Kreis Adenau. Zuweilen als Versteinerungsmittel. Ist ein wichtiges Zinkerz.

Verwittert leicht zu Zinkvitriol und bildet ausser Galmei auch Kieselzinkerz und Zinkblüte. Aus Zinkvitriollösungen wird ZnS durch organische Substanzen, z. B. durch Grubenholz, wieder reduziert.

(Sadebeck, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1869 und 1878; Becke, Tschermaks Min. u. petr. Mitteilungen Bd. V, 1882, 457.)

Voltzin. $4ZnS + ZnO$. Schmutzigrote, auch grüne, halbkugelige Wärzchen, auf den Erzgängen bei Pontgibaud (Dep. Puy-de-Dôme).

Manganblende (Alabandin, Manganglanz). MnS. 63,2 Mn. Tetraedrische Krystalle selten; meist derbe, würflig vollkommen blättrige Massen, halbmetallisch glänzend, dunkel stahlgrau, aber meist mattbraun angelaufen; zeisiggrüner Strich. Ziemlich spröde. H. $= 3^1/_2$—4. G. $=$ 3,9—4,1. Kapnik und Nagyag in Siebenbürgen mit Manganspat, Alabanda in Kleinasien, Mexiko, Brasilien.

Eisennickelkies (Pentlandit). $(Fe, Ni) S$, zuweilen $2FeS + NiS$ mit 21,81 Ni, 42,10 Fe. Derbe oktaedrisch spaltbare Massen, hell tombakbraun, nicht magnetisch. Von Lillehammer in Norwegen, auch von Sudbury in Kanada im Magnetkies. Nickelärmer mit 11 Ni bei Inverary in Schottland.

Nur in Meteoriten sind bekannt:

Troilit.

FeS. Nur derb, daher Zugehörigkeit zu dieser regulären Reihe noch nicht bestimmt nachgewiesen. Schließt sich aber an Pentlandit an und zeigt zuweilen Absonderungen, die vielleicht nach den Flächen des Würfels und Granatoeders gehen. Künstliche Krystalle von FeS sind regulär und hexagonal bekannt. Daher ist es nicht unmöglich, daß der Troilit zu einer hexagonalen Reihe und zwar zu der des Würtzits gehört (siehe Magnetkies pag. 467). Metallglänzend; bronzegelb, tombackbraun anlaufend, ganz ähnlich wie der etwas S-reichere Magnetkies. In HCl unter Entwicklung von H_2S gelöst. Nur in Eisenmeteoriten.

Ferner der sehr seltene *Oldhamit:* CaS.

2. b) Isomorphe Reihe des Würtzits.

Würtzit, Greenockit, Kupfernickel und Antimonnickel stehen sich wegen der vollkommenen prismatischen Spaltbarkeit näher, als dem rhomboedrisch spaltbaren Millerit.

Würtzit (Spiauterit, Strahlenblende, Schalenblende z. T.).

ZnS, wie Zinkblende, ebenfalls mit FeS, zuweilen auch mit etwas CdS isomorph gemischt. Krystalle natürlicher Entstehung selten, bilden sich künstlich leicht. Hexagonales Prisma und Dihexaeder derselben Stellung mit hemimorpher Ausbildung.

$a : c = 1 : 0,8175$. Prismatisch vollkommen, weniger basisch spaltbar. Ziemlich stark doppeltbrechend und pleochroitisch. G. = 3,98—4,07. H. = 3½—4. Meist radialfasrige braune Massen mit Zinkblende bei Oruro in Bolivia, Přibram in Böhmen etc. (Strahlenblende). Auch manche Schalenblende (siehe oben pag. 461) wird von Würtzit gebildet (Geroldseck bei Lahr in Baden, Grube Diepenlinchen bei Aachen etc.). In mancher anderen ist W. mit Blende gemengt. (Beuthen, Raibl etc.)

Erythrozinkit. $(Zn, Mn) S$. Dünne, rot durchscheinende plattige Partien, auf Adern im sibirischen Lasurstein. Opt. einachsig, also wahrscheinlich ein *Mn*-haltiger Würtzit.

Greenockit (Cadmiumblende).

CdS. Aufgewachsene hexagonale Prismen, hemimorph, einerseits mit einem Dihexaeder derselben Stellung, andererseits mit der Basis. $a : c = 1 : 0,8125$. Prismatisch vollkommen, weniger basisch spaltbar. Gelb, durchscheinend; starker, fettiger Demantglanz. G. = 4,8—4,9. H. = 3—3½. Krystalle selten: Bishoptown in Schottland im Mandelstein, Přibram auf den Erzgängen, Friedensville in Pennsylvanien etc. Meist als dünner erdiger, gelber auch grünlicher Belag auf Zinkblende etc., z. B. u. a. bei Laurium in Griechenland. Färbt zuweilen hier und anderwärts den Zinkspat.

Kupfernickel (Rotnickelkies, Nickelin, Niccolit, Arseniknickel).

$NiAs$; 43,6 *Ni*, zuweilen etwas *Fe*, *S* und *Sb* (bis 8 % und mehr, siehe Arit unten), also isomorphe Beimischung von $NiSb$. Meist derb, feinkörnig, zuweilen gestrickt etc. Dihexaedrische, hemimorphe, prismatisch vollkommen, basisch unvollkommen spaltbare kleine Krystalle, gewöhnlich dicht gedrängt auf derbem Kupfernickel Drusen bildend, ziemlich selten. Bruch muschlig bis uneben; spröde. H. = 5½. G. = 7,4—7,8. Metallglanz. Hell kupferrot, zuweilen grau bis schwarz angelaufen, auch wohl grün durch Verwitterung zu Nickelblüte; schwarzer Strich. V. d. L. auf Kohle unter Entwicklung von *As*-Dämpfen zu einer weißen spröden Kugel schmelzend; mit konz. HNO_3 gibt er eine grüne Lösung unter Abscheidung von As_2O_3. Im Kolben kein Sublimat. In der Boraxperle *Ni*-Reaktion. Es ist das verbreitetste Nickelmineral. Auf Gängen mit anderen *Ni*- und *Co*-Erzen: Andreasberg im Harz, im Erzgebirge an vielen Orten und bei Wittichen im Schwarzwald mit Silbererzen; bei Sangerhausen, zuweilen in Krystallen, auf Gängen im Kupferschiefer (sog. Kupferschieferrücken), bei Bieber und Richelsdorf in Hessen ebenso; ferner bei Schladming in Steiermark; in Argentinien in größerer Menge. (Sachs, Stzgsber. Berl. Akad. 1902, pag. 856.)

Antimonnickel (Breithauptit). $NiSb$, zuweilen stark *As*-haltig. Selten regelmäßig begrenzte, sechsseitig tafelförmige Kryställchen, meist kleine derbe, metallische, kupferrote Partien, etwas heller gefärbt als Kupfernickel, aber ihm sehr ähnlich und ebenfalls prismatisch vollkommen spaltbar. Eingesprengt in Kalkspat von Andreasberg im Harz.

Arit. $Ni(Sb, As)$ mit 28 *Sb* und 11⅓ *As* von Eaux Bonnes in den Pyrenäen bildet den Übergang vom Antimonnickel zum Kupfernickel.

Millerit (Haarkies, Nickelkies).

NiS, 64,45 *Ni*. Rhomboedrisch; lange spießige, nadel- bis sehr dünn haarförmige, selten dickere, rhomboedrisch spaltbare Prismen, welche zu Büscheln gruppiert oder auch ganz unregelmäßig auf-, und zuweilen zu einem förmlichen Filz durcheinandergewachsen sind. Zuweilen pfropfzieherartig gedreht. Metallglanz; messing- bis speisgelb, feinste Nädelchen matt und graulich. Strich grünlich schwarz. Spröde; H. = 3½. G. = 5,26—5,30. Schmilzt unter Spritzen zu einer magnetischen Kugel. Von HNO_3 zu grüner Flüssigkeit gelöst. Mit anderen *Ni*- und *Co*-Erzen, besonders Rotnickelkies auf Gängen im Zechstein (Kupferschieferrücken) bei Riechelsdorf und Bieber in Hessen, Kamsdorf in Thüringen etc. Mit *Ni*- und *Co*-Erzen und Silbererzen im Erzgebirge bei Johanngeorgenstadt und Joachimsthal. Mit Spateisenstein und Kupferkies im Siegenschen und in Nassau, z. B. bei Dillenburg. Auf Toneisensteinnieren in der Steinkohlenformation bei Saarbrücken und Dortmund. Viele gute Krystalle auf Drusen im Kalk in der Stadt St. Louis in Missouri. Nirgends in größeren Massen und nirgends derb.

Beyrichit. Ebenfalls *NiS* in Krystallen von der Ausbildung des Millerits, aber bleigrau und G. = 4,7. Sehr spärlich auf Spateisen der Grube Lämmerhirt bei Altenkirchen in der Rheinprovinz. Aller Millerit soll ursprünglich Beyrichit gewesen sein.

3. a) Isomorphe Reihe des Metacinnabarits.

Metacinnabarit, *HgS*. Kleine reguläre tetraedrische eisenschwarze Kryställchen. G. = 7,81. Meist schwarzes Pulver mit Zinnober. Reddington-Grube, Lake Co., Kalifornien; auch bei Idria als kleine Halbkugeln und bei Moschellandsberg in der Pfalz. Ein 4½ % *Zn* enthaltender Metacinnabarit von Guadalcazar in Mexiko ist *Guadalcazarit* genannt worden. Heteromorph mit Zinnober.

Onofrit (Selenschwefelquecksilber), *Hg* (*S*, *Se*). Grau, metallisch, nur derb. S. Onofre in Mexiko.

Selenquecksilber (Tiemannit). *HgSe*. Meist derb in feinkörnigen grauen metallglänzenden Aggregaten ohne Spaltbarkeit. Mit Selenblei bei Tilkerode und Zorge am Harz, auch bei Clausthal; bei Clear Lake in Kalifornien. Tetraedrische Krystalle von Marysvale in Utah, isomorph mit Metacinnabarit.

Tellurquecksilber (Coloradoit). *HgTe*. Meist etwas *Ag* und *Au* enthaltend. Keine Krystalle. Derbe metallglänzende, eisenschwarze, oft bunt angelaufene Massen ohne Blätterbruch. Sehr spärlich in Colorado mit den dortigen Tellursilber- und -Golderzen und in derselben Weise bei Kalgoorlie in Westaustralien.

3. b) Isomorphe Reihe des Zinnobers.

Zinnober (Cinnabarit, Merkurblende).

HgS; 86,2 *Hg*, 13,8 *S*, oft stark verunreinigt (siehe unten). Hexagonal-trapezoedrisch wie Quarz. Die Krystalle sind meist vorzugs-

weise von Rhomboedern begrenzt und die Tetartoedrie ist selten zu erkennen. Die Basis ist ausgedehnt, und die Krystalle werden dadurch dick tafelförmig; seltener sind sie prismen- oder gar nadelförmig. Der in Fig. 377 dargestellte Krystall ist eine Kombination folgender Formen: $M = \infty R$ $(10\bar{1}0)$; $c = 0R$ (0001); $n = R$ $(10\bar{1}1)$; $a = \frac{1}{2}R$ $(10\bar{1}2)$, $h = \frac{1}{3}R$ $(10\bar{1}3)$; $q = -2R$ $(02\bar{2}1)$; häufig ist noch $i = \frac{2}{5}R$ $(20\bar{2}5)$; $n/c = 127^\circ 6'$, also $a : c = 1 : 1{,}1453$. Selten sind Trigonoeder- und Trapezoederflächen (Berg Avala bei Belgrad, Serravezza in Toskana); dieselben sind ebenso gruppiert wie beim Quarz. Häufig Zwillinge mit parallelen Achsen nach Art der Dauphinéer, aber auch der brasilianischen Quarzzwillinge (Nikitowka in Rußland, Gouv. Ekaterinoslaw), sowie nach n.

Fig. 377.

Bl. Br. vollkommen nach den Flächen des Prismas M, Bruch kleinmuschlig. Milde. H. $= 2-2\frac{1}{2}$. G. $= 8{,}0-8{,}3$. Cochennillerot, besonders grell gefärbt sind erdige und fasrige Varietäten. Krystalle und kompakte derbe Massen etwas dunkler mit einem Stich ins Graue (Stahlerz). Der Strich ist scharlachrot oder cochenillerot wie der feinerdige Zinnober. Durchsichtig bis durchscheinend; metallartiger Diamantglanz. Lichtbrechung und D. Br. sehr stark: $\omega = 2{,}854$; $\varepsilon = 3{,}201$ (r.). Cirkularpolarisation in Verbindung mit der Trapezoedrie genau wie beim Quarz, die Drehung ist hier aber ungefähr 15mal stärker. V. d. L. vollkommen flüchtig; im Kolben roter Beschlag. Mit Soda erhitzt, gibt der Zinnober ein Sublimat von Hg und im Kolben einen grauen Beschlag. Nur in Königswasser leicht vollkommen löslich.

Bildet meist Lagerstätten für sich allein, in denen andere Erze (Schwefelkies, Markasit, zuweilen Antimonglanz) nur eine untergeordnete Rolle spielen. Sie treten in verschiedenen Gesteinen auf und haben die Form von Gängen, Lagern und Imprägnationen. Bei Idria in Krain ist der Zinnober in Tonschiefern und Dolomiten der Trias verteilt und von Idrialin, einem asphaltartigen Kohlenwasserstoff C_3H_2 begleitet (siehe unten). In der reichsten Lagerstätte des Zinnobers in Europa, bei Almadén im südlichen Spanien, liegt das Erz in silurischem Sandstein zwischen Tonschiefer; in carbonischen Schichten bei Nikitowka in Rußland; in paläozoischen Schiefern und Sandsteinen bei Huancavelica in den peruanischen Anden. Bei Moschellandsberg in der Pfalz erfüllt der Z. Gänge im Sandstein. Auf Gängen im Kalk, Schiefer und Sandstein auch die gegenwärtig ertragreiche Ablagerung im Terlinguadistrikt in Texas. Bei Hohensolms unweit Gießen imprägniert er devonische Schalsteine und Roteisenerze. Mit Serpentin steht der Zinnober am Berg Avala bei Belgrad und besonders in Kalifornien (Gruben Neu-Almadén, Neu-Idria etc.)

in Zusammenhang. Trachyte und Trachyttuffe begleiten das Mineral in Toskana (Monte Amiata, Castellazara, Serravezza etc.) An allen diesen Orten wird der Zinnober bergmännisch gewonnen oder ist es doch früher geworden. Über seine Entstehung gibt sein allerdings nur spärliches Vorkommen in den Ablagerungen einiger heißer vulkanischer Quellen Aufschluß, so am Geysir in Island und in den Sulphur Banks in Kalifornien. Wahrscheinlich ist der Zinnober auch an anderen Orten ein Absatz aus solchen Thermalwässern, in denen er vielleicht durch Vermittlung von Schwefelnatrium Na_2S gelöst war. Übrigens findet sich das Mineral in geringen Mengen noch an vielen anderen Orten, so auf manchen Erzgängen, bei Dillenburg, im Siegenschen z. B. bei Littfeld, im Harz in der Gegend von Wieda, auf den Spateisensteinlagern in Kärnten z. B. bei Windischkappel, bei Schemnitz in Ungarn etc. Bei Münsterappel in der Pfalz ist er das Versteinerungsmittel von Fischen und Pflanzen. Zuweilen in Pseudomorphosen nach Schwefelkies, Fahlerz etc.

In allen diesen Ablagerungen sind die Krystalle meist klein und selten; sie sind stets aufgewachsen. Ebenso sind auch derbe spätige Massen, aus denen man sechsseitige Prismen spalten kann, nicht sehr gewöhnliche Erscheinungen. Am verbreitetsten sind grobkörnige bis dichte Aggregate; seltener finden sich erdige Anflüge und kleine fasrige Partien. Besonders zu erwähnen sind einige stark verunreinigte Varietäten, namentlich von Idria, in denen der Zinnober mit Idrialin, sowie mit unorganischen Substanzen, besonders phosphorsaurem Kalk und Ton gemengt ist. Diese Massen enthalten zuweilen nur noch wenig HgS und sind dann sehr leicht; die Farbe ist kirschrot bis schwarz, je nach der Menge des vorhandenen HgS. Am reinsten und schwersten und nur mit Idrialin gemengt ist das *Stahlerz*, metallartig grau und dicht mit rotem Strich. Weniger reine und schwere, leberbraune bis schwarze Stücke mit rotbraunem bis schwarzem Strich sind *Quecksilberlebererz* genannt worden; unreinere, leichte, braune bis schwarze Massen mit dunklem Strich brennen zuweilen leicht an der Luft, *Quecksilberbranderz*; letzteres hat zuweilen um eigentümliche kleine regelmäßig halbkugelförmige oder muschelförmige Vertiefungen eine krummschalige Struktur (*Korallenerz*).

Der Zinnober ist fast das einzige Erz, aus dem Quecksilber gewonnen wird, und daher von großer Wichtigkeit. Alle anderen quecksilberhaltigen Mineralien spielen neben ihm keine Rolle. Spanien liefert nahezu die Hälfte des Metalls. Der als rote Malerfarbe verwendete Zinnober ist ein Kunstprodukt.

(G. F. Becker, Geology of the quicksilver deposits of the pacific slope, Washington 1888 (Monogr. of the U. S. geological survey). Krystallographie: Schabus, Sitzgsber. Wien. Akad. VI, 1851, pag. 63; Mügge, N. Jahrb. f. Min. etc. 1882, II, pag. 29;

Tschermak, Min. u. petr. Mittlgn. VII, 1886, pag. 361; Traube, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 14, 1888, pag. 563; A. Schmidt, ibid. Bd. 13, 1888, pag. 433.)

Kupferindig (Covellin).

CuS 66,46 *Cu*. Deutliche hexagonale Krystalle, dünne Täfelchen ∞R $(10\bar{1}0)$ und $0R$ (0001), sowie Dihexaeder, doch wahrscheinlich wie der isomorphe Zinnober trapezoedrisch, sind sehr selten; bei Sujuk auf Luzon Tafeln von 5 cm. Durchmesser. Vollkommener Blätterbruch nach der Basis. Meist derbe, feinkörnige Massen mit flachmuschligem Bruch. H. = $1\frac{1}{2}$—2. Dunkel indigoblau mit schwarzem Strich; halbmetallisch glänzend. In geringer Menge sehr häufig als Umwandlungsprodukt von Kupferkies, Buntkupfererz, Kupferglanz etc., häufig diese Mineralien in einer dünnen, zuweilen nierigen, vielfach pulverigen dunkelblauen Schicht überziehend; so bei Badenweiler im Schwarzwald, Sangerhausen (im Kupferschiefer), Leogang im Salzburgschen etc.; in Chile, Bolivia, Peru in größeren Massen, ebenso auch auf der Insel Kawau bei Neuseeland. Als Sublimationsprodukt in Gestalt dünner schwarzer Plättchen auf Vesuvlaven (Covellin).

Cantonit. Ebenfalls *CuS*, ist aber im Gegensatz zu Covellin hexaedrisch spaltbar und wird daher wohl auch für eine Pseudomorphose nach Bleiglanz gehalten. Cantongrube in Georgia. Ebenso vielleicht der *Alisonit* von Coquimbo in Chile (pag. 455).

Digenit. Ein Gemenge von Covellin mit Kupferglanz. Schwärzlich bleigrau, sehr milde. Selten bei Sangerhausen und in Chile.

Verbindungen R_7S_8 bis R_3S_4.

Magnetkies (Magnetopyrit, Pyrrhotin).

Fe_7S_8 mit 60,5 *Fe*, doch führen manche Analysen auch auf $Fe_{11}S_{12}$ und andere ähnliche Formeln, die man allgemein: Fe_nS_{n+1} schreiben kann. Stets findet sich etwas mehr *S* als *Fe*; beim Erhitzen im *H*-Strom geht etwas *S* fort, und es bleibt *FeS* zurück, wobei gleichzeitig der ursprüngliche starke Magnetismus der Substanz verschwindet. Demnach könnte die Formel des Magnetkieses nicht *FeS* sein, denn aus *FeS* geht unter obigen Umständen kein *S* weg. Es wird aber jetzt vielfach angenommen, daß der Überschuß an *S* beim Magnetkies auf Verunreinigung der Substanz beruhe, etwa durch Schwefelkies, FeS_2 oder Schwefel, und daß der Magnetkies wie der Troilit in reinem Zustand nach der Formel *FeS* zusammengesetzt, daß er überhaupt von Troilit nicht verschieden sei, mit dem er auch in anderen Eigenschaften große Ähnlichkeit hat. Diese Frage ist aber noch nicht entschieden. Jedenfalls wäre im Falle der Übereinstimmung beider auch für den in Krystallen noch nicht gefundenen Troilit das hexagonale System des Magnetkieses anzunehmen. Manche Magnetkiese enthalten 2—3%, ja bis $5\frac{1}{2}$% und zuweilen sogar noch mehr *Ni*, so gewisse Vorkomm-

nisse aus Schweden, Norwegen und besonders aus Kanada (Nickelmagnetkies). Ein solcher ist auch der *Horbachit*, in derben, tombackbraunen, metallglänzenden, magnetischen Massen im verwitterten Gneiß von Horbach bei St. Blasien im Schwarzwald. Der Magnetkies ist daher vielfach ein wichtiges, ja er ist sogar das wichtigste Nickelerz, besonders in Kanada. Neben dem *Ni* stets etwas *Co* und zuweilen auch Spuren von *Au* und *Pt*.

Hexagonal und trotz der abweichenden Formel (siehe oben) mit Würtzit und den damit isomorphen Mineralien sehr nahe übereinstimmend. Meist hexagonale Prismen mit der Basis; häufig mit einem Dihexaeder derselben Stellung, dessen Flächen die Kombinationskanten abstumpfen; $a : c = 1 : 0{,}862$, ähnlich wie bei der Würtzitgruppe. Zuweilen Zwillinge nach einer Dihexaederfläche, bei denen sich die Hauptachsen nahezu rechtwinklig schneiden. Entweder als dicke Tafeln, oder als dünne Plättchen entwickelt; stets aufgewachsen. Kein deutlicher Bl. Br., aber nach der Basis vielfach eine schalige Absonderung, die auch in derben Massen deutlich hervorzutreten pflegt. Spröde. H. = $3\frac{1}{2}$—$4\frac{1}{2}$. G. = 4,5—4,7. Metallglänzend und bronzegelb im frischen Bruch, aber sehr rasch matt und tombackbraun anlaufend. Strich grauschwarz. Stark magnetisch, Magnetismus mit zunehmendem *Ni*-Gehalt sich vermindernd. V. d. L. zu schwarzer, magnetischer Kugel schmelzbar. Von HCl unter Abscheidung von S und Entwicklung von H_2S zersetzt und gelöst; von HF nicht angegriffen.

Findet sich in Form aufgewachsener Krystalle, nicht selten auf Silber sitzend, in geringer Menge auf manchen Erzgängen, so bei Andreasberg, Kupferberg in Schlesien, St. Leonhard in Kärnten, Kongsberg in Norwegen, auf der Goldgrube von Morro Velho in Minas Geraës, Brasilien etc. Hauptvorkommen derb, so untergeordnet in manchen Basalten (Grönland, Cyklopeninseln bei Catania). In manchen basischen Eruptivgesteinen, Syeniten, Gabbros etc. als Ausscheidung derselben, stellenweise in Massen. Mit dem letzteren Gestein besonders der nickelhaltige Magnetkies im Sudbury-Distrikt in Kanada, der im großen Maßstabe gewonnen wird und die Hauptmasse des in der Technik verwendeten Nickels liefert; ebenso an vielen anderen Orten, wenn auch meist in geringer Menge: bei Harzburg wenig, bei Espedale und an zahlreichen anderen Stellen in Norwegen, bei Klefva in Schweden etc. Lagenförmig mit anderen Kiesen in krystallinischen Schiefern und auch diese selbst imprägnierend bei Bodenmais im bayrischen Walde, bei Falun in Schweden und an manchen anderen Orten in Skandinavien, in Val Sesia in Piemont und bei Ducktown in Tennessee. Selten im Kalk eingewachsen. In manchen Meteorsteinen (in Meteoreisen Troilit, dem er äußerlich sehr ähnlich ist).

Die Krystalle auf Erzgängen sind häufig in Schwefelkies oder Markasit verwandelt (Freiberg, Přibram, Rodna in Siebenbürgen). Verwittert wie diese beiden Mineralien zu Eisenvitriol etc.

(Habermehl, Ber. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilk. XVIII, 83; Streng, N. Jahrb. f. Min. etc. 1882, I, 183; Bodewig, Zeitschr. f. Kryst. VII, 1883, 174; Seligman, Zeitschr. f. Kryst. XI, 1885, 343; Busz, N. Jahrb. f. Min. etc. 1895, I, 111; Tschermak, Min. u. petr. Mittlgn. VII, 1886, 535.)

An den Magnetkies wird meist angeschlossen die *Gruppe des Silberkieses.*

Sternbergit $AgFe_2S_3 = Ag_2S . Fe_4S_5$, kleine rhombische, pseudohexagonale, dünntafelförmige, basisch vollkommen spaltbare, weiche und milde Kryställchen, H. = $1\frac{1}{2}$, in der Form ähnlich denen des Kupferglanzes, meist zu fächer- und büschelförmigen Gruppen vereinigt; metallglänzend, tombackbraun, blau anlaufend. Mit Rotgültigerz aus verschiedenen Gruben des Erzgebirges. Ihm nahe steht der

Frieseit. $Ag_2Fe_5S_8$, dick tafelförmige Krystalle von ganz ähnlicher Form. Joachimsthal in Böhmen. Ferner der

Silberkies (Argentopyrit). $AgFe_3S_5 = Ag_2S . 3Fe_2S_3$, Krystalle sehr ähnlich, denen des Sternbergits; aber nicht Tafeln, sondern sechsseitige Prismen. Es sind rhombische Drillinge, aber jedenfalls zum Teil Pseudomorphosen. Sehr spröde. Metallisch; zinnweiß bis stahlgrau, aber häufig gelb bis tombackbraun angelaufen. Auf Rotgültigerz von Joachimsthal. Ein etwas verschiedenes, aber sehr nahestehendes Mineral auch von Marienberg. Mit dem Namen Silberkies wurde auch ein Mineral von Andreasberg belegt: $Ag_2S . Fe_4S_5$, ähnlich dem Magnetkies aussehend, rhombische, scheinbar hexagonale Durchkreuzungsdrillinge mit den Winkeln des Silberkieses von Joachimsthal.

Argyropyrit bildet bronzegelbe Kryställchen von derselben prismatischen Form, basisch spaltbar, von der Formel: $Ag_3Fe_7S_{11}$. Grube Himmelsfürst bei Freiberg in Sachsen.

Alle diese seltenen Mineralien werden als die Gruppe der Silberkiese zusammengefaßt. Sie lassen sich alle, z. T. ganz genau, z. T. wenigstens sehr nahe auf die Formel $Ag_2S + mFe_nS_{n+1}$ zurückführen, wo das zweite Glied dem Magnetkies entspricht. Die Krystallform ist überall rhombisch, pseudohexagonal, ähnlich der des Kupferglanzes. Zu dieser nämlichen Gruppe ist daher auch zu rechnen der

Chalmersit, eine entsprechende Kupferverbindung: $Cu_2S . Fe_7S_8$. Krystallform ebenfalls von der des Kupferglanzes kaum verschieden. Metallglänzend, gelb und stark magnetisch. Goldgrube Morro Velho in Minas Geraës, Brasilien.

Hauchecornit. $Ni_7(S, Bi)_8$. Quadratische dicktafelförmige, würfelähnliche kleine Kryställchen und derb. Hellbronzegelb, häufig dunkler angelaufen, metallisch. Grube Friedrich bei Schönstein, Kreis Altenkirchen, auf Spateisenstein mit Haarkies und Wismutglanz.

Polydymit. Ni_4S_5. 59,5 *Ni*, etwas *Co* und *Fe*. Reguläre Oktaeder, zuweilen Zwillinge. Hellgrau, zuweilen gelb oder dunkler grau angelaufen, metallisch. Grube Grünau im Saynschen im Westerwald im Spateisenstein mit Haarkies. Ein mit Wismutglanz verunreinigter P. ist der *Saynit* (Wismutnickelkies, Nickelwismutglanz, Grünauit) von dort.

Sychnodymit. Co_4S_5, ist die entsprechende, ebenfalls reguläre, also wohl isomorphe *Co*-Verbindung, statt *Co* auch etwas *Ni* und *Cu*. Stahlgrau, metallisch. Grube Kohlenbach bei Eiserfeld im Siegenschen.

Kobaltnickelkies (Kobaltkies, Linneit, Nickelkobaltkies).

$(Ni, Co)_3 S_4 = (Ni, Co) S . (Ni, Co)_2 S_3$, analog dem Spinell, meist Ni stark überwiegend, auch etwas Fe und zuweilen bis 14 % Cu. Auch die Krystallform ist ähnlich der des Spinells: reguläre Oktaeder und Spinellzwillinge; meist derb. H. = $5^1/_2$. G. = 4,8—5,0. Metallglänzend; hellstahlgrau, zuweilen gelb anlaufend, mit schwarzem Strich. Auf Gängen bei Müsen im Siegenschen in schönen Krystallen (11—53 % Co, Siegenit, Müsenit, in der Schwabengrube). Bei Bastnäs in Norwegen mit Kupferkies im Gneiß; auch in England in den Kohlenflötzen von Rhonda Valley, sowie in Amerika, überall spärlich. Hieran schließt sich der

Carrollit. $CuCo_2S_4 = CuS . Co_2S_3$. Zinnweiße Oktaeder von Carroll Co., Maryland und der

Cuban. $CuFe_2S_4 = CuS . Fe_2S_3$ Hexaedrisch spaltbar gelb, von Cuba und von Tunaberg in Schweden; in Menge mit Buntkupfererz in Montana.

Daubréelith. $FeCr_2S_4 = FeS . Cr_2S_3$. Nur in Meteoriten.

Verbindungen RS_2.

Dieselben sind zahlreich. Der Krystallform nach sind sie teils hexagonal (?), teils regulär-pyritoedrisch, teils rhombisch. Die beiden letzteren Reihen sind isodimorph: alle regulären und alle rhombischen sind isomorph. FeS_2 ist sowohl rhombisch, als regulär bekannt, ebenso noch eine Anzahl anderer hierher gehöriger Verbindungen, wenn nicht isoliert, so doch in isomorpher Mischung mit anderen, wie die folgende Übersicht zeigt, in der je zwei heteromorphe Verbindungen auf derselben Horizontalreihe stehen.

hexagonal (?).	regulär, pyritoedrisch resp. tetartoedrisch. Isomorphe Reihe des Pyrits.	rhombisch. Isomorphe Reihe des Markasits.
		$a : b\ c =$
Molybdänglanz: MoS_2.	Schwefelkies: FeS_2.	Markasit: FeS_2; 0,7662 : 1 : 1,2341.
	Hauerit: MnS_2.	
		Arsenkies: $FeAsS$; 0,6758 : 1 : 1,1899.
	Kobaltglanz: $(Co, Fe) As S$.	Kobaltarsenkies: $(Fe, Co) As S$ und $(Co, Fe) As S$; 0,6765 : 1 : 1,1891 (Glaukodot, 16 % Co), 0,6830 : 1 : 1,2036 (Danait, 6—9 % Co).
		Arseneisen: $FeAs_2$; 0,6689 : 1 : 1,2331.
	Arsennickelglanz: $NiAsS$.	
	Arsenantimonnickelglanz: $Ni (As, Sb) S$.	Wolfachit: $Ni (As, Sb) S$.
	Antimonnickelglanz: $NiSbS$.	
	Willyamit: $(Ni, Co) SbS$.	
	Kallilith: $(Ni, Co, Fe) (Sb, Bi, As) S$.	
	Speiskobalt: $CoAs_2$.	Safflorit: $CoAs_2$; 0,6773 : 1 : 1,1882.
	Chloanthit: $NiAs_2$.	Weißnickelkies: $NiAs_2$.
	Sperrylith: $PtAs_2$.	
	Laurit: RuS_2.	

α. Hexagonale.

Molybdänglanz (Molybdänit, Wasserblei).

MoS_2, 59,96 *Mo*. Dünne Plättchen, zuweilen sechsseitig begrenzt, mit einem sehr deutlichen basischen Blätterbruch. Gemein biegsam. G. = 4,7—4,8. H. = 1—1½, fettig anzufühlen. Lebhafter Metallglanz. Sehr ähnlich dem Graphit, aber rötlich bleigrau mit dunkelgrauem Strich, auch auf Papier, nicht schwarz wie der letztere. Unschmelzbar; färbt die Lötrohrflamme zeisiggrün und verpufft mit Salpeter. Besonders in Zinnerzlagerstätten, wie im Erzgebirge und in Cornwall. Auch eingewachsen in Granit, Gneiß und ähnlichen Gesteinen und dem damit manchmal in Verbindung stehendem Quarz: in Finnland, bei Miask im Ilmengebirge (Ural), bei Nertschinsk in Transbaikalien, Kanada etc. und besonders in Telemarken (Norwegen), wo er bergmännisch gewonnen wird. Bildet entweder einzelne Plättchen oder großblättrige, selten feinkörnige Aggregate. Nirgends in großen Massen; ist aber das verbreitetste *Mo*-Mineral. Deutliche Krystalle sehr selten, besonders bei Narksak in Grönland und Renfrew in Kanada; es läßt sich aber nicht mit voller Bestimmtheit entscheiden, ob sie wirklich hexagonal sind.

β. Reguläre.

(Isomorphe Reihe des Schwefelkieses oder Pyrits).

Die Krystalle sind bei den meisten Gliedern dieser Gruppe pyritoedrisch; bei dem Antimonnickelglanz sind außer Pyritoedern auch Tetraeder beobachtet, was der tetartoedrischen Klasse des regulären Systems entspricht.

Schwefelkies (Eisenkies, kurz: Kies, Pyrit).

FeS_2; 46,7 *Fe*, 53,3 *S*. Geringe Mengen von *As, Mn, Co, Ni, Cu, Tl, Zn*, auch *Ag, Au* etc. finden sich zuweilen; *Ag* und *Au* wird sogar aus manchen Pyriten gewonnen.

Der Pyrit ist weitaus das ausgezeichnetste Beispiel der nach ihm benannten pyritoedrischen Hemiedrie des regulären Systems. Würfel, sehr häufig, die Flächen meist infolge der Hemiedrie parallel den Kanten gestreift in drei aufeinander senkrechten Richtungen (Fig. 378). Ebenfalls sehr häufig das Pyritoeder: $\left[\frac{\infty O 2}{2}\right]$ (210) (Fig. 136, 138), aber auch solche mit anderen Ausdrücken; sie sind häufig parallel (oder auch senkrecht) zu den langen Kanten *W* gestreift. Würfel und Pyritoeder auch häufig kombiniert (Fig. 140, 141). Das Oktaeder ist selbständig weniger verbreitet, stumpft aber am Pyritoeder nicht selten die Ecken *Q* ab (Fig. 142), bildet auch wohl mit letzterem die sog. Ikosaeder (Fig. 143), an denen die Oktaederflächen sich durch Glätte und Glanz und durch gleichseitig dreieckige Gestalt auszeichnen, seltener ist die

Form Fig. 144. Häufig ist das Oktaeder mit dem Würfel kombiniert. Granatoeder, Ikositetraeder und Pyramidenoktaeder spielen keine große Rolle, dagegen sind die Diploeder von Bedeutung, und zwar finden sich solche von verschiedenen Ausdrücken, z. B. $\left[\frac{3O^3/_2}{2}\right]$ (321), $\left[\frac{4O2}{2}\right]$ (421) etc. Sie sind selten selbständig (Fig. 135) oder kombiniert mit dem Würfel (Fig. 379), häufiger finden sie sich als unsymmetrische Zuschärfung der Würfelecken (Fig. 145), oder als Zuschärfung der Ecken Q des

Fig. 378. Fig. 379. Fig. 380.

Fig. 381. Fig. 382. Fig. 383.

Pyritoeders (Fig. 380). Zuweilen mit dem Ikosaeder (Fig. 381), die Kanten zwischen den Oktaeder- und Pyritoederflächen abstumpfend, oder auch mit einem Pyritoeder derselben Ordnung (Fig. 382). Auch Oktaeder, Würfel und Pyritoeder in derselben Kombination (Fig. 383). Manchmal sind die Kombinationen sehr flächenreich und kompliziert. Zwillinge mit parallelen Achsen nicht selten; die Ergänzungszwillinge des eisernen Kreuzes, gebildet von zwei Pyritoedern, vergl. Fig. 274, aus dem Keupermergel von Vlotho an der Weser. Zuweilen auch Durchkreuzungszwillinge nach der Oktaederfläche.

Spaltbarkeit kaum wahrzunehmen, kleinmuschliger Bruch; spröde. Er ist eine der härtesten Schwefelverbindungen; H. = 6—6½, giebt aber doch Funken am Stahl, von verbrennendem Schwefel herrührend, der sich durch den Geruch verrät. G. = 4,9—5,2. Metallglanz; undurchsichtig; speisgelb (mit einem Stich ins Graue, zum Unterschied vom messinggelben Kupferkies und auch vom Markasit (mit einem Stich ins Grüne). An der Oberfläche häufig durch Bildung von Eisenoxydhydrat braun angelaufen. Strich schwarzbraun. Schwach magnetisch; schlechter Leiter der Elektrizität; thermoelektrisches Verhalten (271).

Im Kolben wird S sublimiert und FeS bleibt zurück; auf solche Weise wird im Grossen Schwefel aus Pyrit gewonnen. In der offenen Glasröhre erhitzt, entweicht SO_2 mit dem charakteristischen Geruch. V. d. L. auf Kohle brennt er mit der blauen Flamme des Schwefels, SO_2 geht fort und Fe_2O_3 bleibt als roter Rückstand übrig. Die beim Rösten des Schwefelkieses (ebenso auch anderer Kiese, Blenden und Glanze) entweichende SO_2 wird häufig zur Schwefelsäurefabrikation, das zurückbleibende Fe_2O_3 wird als sog. Englischrot zum Polieren etc. benutzt. In der Red. Fl. schmilzt er zu einer schwarzen, magnetischen Kugel. Von HCl und HF wird er nicht angegriffen, von HNO_3 und Königswasser gelöst.

Der Schwefelkies ist weitaus das verbreitetste Schwefelmetall. Er findet sich in Krystallen, welche teils in Gesteinen verschiedener Art, einzeln oder zu mehr oder weniger regelmäßig rundlichen Gruppen verbunden, eingewachsen, teils, zu Drusen vereinigt, aufgewachsen sind. Die Krystalle sind zuweilen zu regelmässigen Aggregaten (gestrickten Massen, Dendriten etc.) verbunden. Noch häufiger findet er sich derb mit verschiedenen Strukturformen in großen Massen, oder in einzelnen eingewachsenen Körnern und Flittern, oft Imprägnationen in den Gesteinen bildend. Die derben Aggregate haben häufig nierenförmige oder traubige Oberfläche oder andere gerundete Gestalten; sie sind teils eingewachsen (Konkretionen), teils aufgewachsen. Im Innern sind diese Gebilde bisweilen excentrisch strahlig, häufiger feinkörnig bis dicht. Größere zusammenhängende Massen finden sich häufig auf Gängen und Lagern, vielfach von anderen Schwefelmetallen begleitet. Diese kommen wieder ihrerseits, wenn sie an Menge überwiegen, selten ganz ohne begleitenden Schwefelkies vor, der auf fast allen Erzlagerstätten eine mehr oder weniger bedeutende Rolle spielt. So kommt er aber nicht nur mit anderen geschwefelten Erzen, namentlich mit Kupferkies, Bleiglanz, Blende, Arsenkies, Silbererzen etc. an unzähligen Orten vor, sondern auch mit oxydischen Erzen, Magneteisen, Eisenglanz, Spateisenstein, auch mit Zinnstein und anderen Mineralien, bes. mit Quarz, auf Lagerstätten der verschiedensten Art. Auf Drusen- und Hohlräumen dieser Lagerstätten finden sich dann vorzugsweise die schönen Krystalle. Eingewachsen trifft man den Schwefelkies in den verschiedensten Gesteinen, so in krystallinischen Schiefern sehr häufig und verbreitet, sie oft auf weite Erstreckung imprägnierend (z. B. in den sog. Fahlbändern des südl. Norwegens) mit anderen Schwefelverbindungen zusammen und in den den Schiefern eingelagerten Kalken, in Tonschiefern und anderen Tongesteinen, häufig auch in Stein- und Braunkohlen und in anderen organischen Massen, z. B. im Bernstein, hier vielfach äußerst dünne Häutchen auf Kluftflächen und Spalten bildend; ferner in Eruptivgesteinen, alten

sowohl (Granit, Syenit, Diorit etc.) als jungen (Trachyten, Andesiten etc.).

Größere zusammenhängende Massen von Schwefelkies bilden hauptsächlich Lager in krystallinischen Schiefern und in den paläozoischen Formationen, fast stets von Kupferkies begleitet, und mit ihm innig gemengt, dann als Kupfererz wichtig; oft auch mit Bleiglanz und Blende. Solche Kieslager, vielfach von linsen- und stockförmiger Gestalt, finden sich am Rammelsberg bei Goslar, bei Meggen a. d. Lenne, Falun in Schweden, Röraas in Norwegen, Rio Tinto, Tharsis, Huelva und anderen Orten im südl. Spanien, bei Ducktown in Tennessee etc. Auf den Erzgängen des Harzes und Erzgebirges, des Siegenschen, von Mies und Přibram in Böhmen, in Ungarn und Siebenbürgen, Cornwall in England etc. begleitet er überall die anderen Erze, wie auch das Gold im Goldquarz, meist aber nicht in so großen Massen, doch in der ausgedehntesten Verbreitung. Kaum ein Erzgang existiert, in dem nicht Schwefelkies eine mehr oder weniger wichtige Rolle spielte. Fundorte schöner Krystalle sind die Eisenerzlagerstätten von Elba, von Traversella und Brosso in Piemont, von Waldenstein in Kärnten etc., wo sie auf den Erzen aufsitzen. In Tertiärton liegen sie, zu großen radialstrahligen runden Knollen (Hicken) verbunden, bei Großalmerode in Hessen; bei Kladno in Böhmen in der Steinkohle. Man findet solche ferner in den Erzgängen des Erzgebirges und Harzes, bei Přibram in Böhmen, Schemnitz etc. in Ungarn, Beresowsk im Ural und an vielen anderen Stellen, die auch nur annähernd vollzählig aufzuführen unmöglich ist.

Der Schwefelkies findet sich nicht sehr häufig als Pseudomorphose in der Form anderer Mineralien, so z. B. in der Form von Magnetkies, Rotgültigerz und anderen Silbererzen, auch von Schwerspat, Flußspat etc. Desto häufiger findet er sich aber als Versteinerungsmittel von Fossilien; er gehört mit zu den Mineralien, welche am häufigsten Versteinerungen bilden (verkieste Versteinerungen). Dabei ahmt er nicht nur die Gestalt der der Erhaltung zugänglichen Teile (der Hartteile) der betr. Organismen, bes. von Tieren (z. B. Konchylien), auf das vollkommenste nach, sondern er umhüllt oft das Ganze mit einem mehr oder minder dicken und massiven Harnisch mit meist kleintraubiger oder deutlich krystallisierter Oberfläche. Hier ist kein Zweifel, daß sich der Schwefelkies durch Reduktion aus eisenvitriolhaltigen Gewässern vermittelst der organischen Stoffe jener Tiere gebildet hat. Ebendarauf beruht auch das häufige Vorkommen von Schwefelkies in Kohlen, im Bernstein etc., und durch ähnliche Reduktionsprozesse, welche man künstlich nachahmen kann, ist wohl auch sonst vielfach Schwefelkies entstanden, so als moderne Neubildung in Quellen, Sümpfen etc.

Der Schwefelkies verwittert sehr leicht und bildet je nach den

speziellen Verhältnissen verschiedene Umwandlungsprodukte. Zuweilen gehen die aus dem S entstehenden Substanzen vollkommen fort und es bleibt nur Fe als Eisenoxydhydrat $H_2O \,.\, Fe_2O_3$ (dichter Goethit), seltener Eisenoxyd zurück, häufig in der Form des Schwefelkieses als Pseudomorphose; oder es bilden sich Eisenvitriol und andere Eisensulfate und nebenher noch freie H_2SO_4. Der so gebildete Vitriol wird zuweilen auf diese Weise aus manchen Schwefelkies enthaltenden Gesteinen (Vitriolschiefer) technisch gewonnen. Die freie H_2SO_4 wirkt zersetzend auf ihre Umgebung ein, so daß unter Umständen schwefelkieshaltige Gesteine leicht zerstört werden und zerfallen, wodurch solche zuweilen als Baumaterial wertlos werden. Ist der verwitternde Schwefelkies im Ton eingesprengt, so bildet die bei der Verwitterung entstehende H_2SO_4 Aluminiumsulphat, das durch Zusatz von Kali in Alaun verwandelt werden kann. Solche Tone nennt man Alauntone oder -schiefer; sie dienen zur Herstellung von Alaun, wobei man die Verwitterungsprozesse wie auch bei der Vitriolgewinnung durch künstliches Rösten des Kieses bei höherer Temperatur beschleunigt. Ist in dem Ton etwas Kalk, so bildet sich Gips, häufig in sehr schönen Krystallen. In den Grubenwässern findet man nicht selten Eisenvitriol und die anderen Verwitterungsprodukte des Schwefelkieses gelöst. Als Eisenerz kann das Mineral nicht benutzt werden, da es ein S-haltiges und daher brüchiges Eisen liefert. Dagegen ist es sehr wichtig zur Darstellung von Schwefelsäure; aus ihm und anderen Kiesen etc. (Blende, Bleiglanz, Markasit etc.) wird ca. $^7/_8$ aller in der Technik verwendeter Schwefelsäure gewonnen, nur ca. $^1/_8$ aus Schwefel. Im derben und dichten Zustand ist Markasit von Schwefelkies oft nicht zu unterscheiden. Diese beiden Mineralien sind zuweilen regelmäßig verwachsen (pag. 480).

(Strüver, Studi sulla mineralogia italiana: Pyrite del Piemonte et dell' Elba; Atti Accad. Torino, 1869; G. Rose siehe (271); Stokes, Bull. U. S. geol. Survey. Nro. 186, 1901.)

Hauerit (Mangankies). MnS_2, pyritoedrisch, wie Schwefelkies. Deutlich hexaedrisch spaltbare, durch Anlaufen matte braune, in dünnen Lamellen schwach durchscheinende Krystalle, meist Oktaeder und Gruppen von solchen, auch stenglige derbe Aggregate, von bräunlichrotem Strich, im Ton und Gips mit Schwefel von Kalinka bei Neusohl in Ungarn und bei Raddusa in Sizilien. Gibt leicht an Silber und auch an Kupfer ohne Vermittlung einer Flüssigkeit bei gewöhnlicher Temperatur Schwefel ab.

Kobaltglanz (Glanzkobalt, Kobaltin).

CoAsS, mit etwas *Fe*; 35,41 *Co*, 45,26 *As*. Krystallisiert genau wie Pyrit, die Kombinationen sind stets einfach: $\left[\frac{\infty O2}{2}\right]$ (210), teils für sich, teils mit $\infty O \infty$ (100) (Fig. 140, 141), die Streifung ist die-

selbe wie beim Schwefelkies. Nicht selten $\left[\frac{\infty O2}{2}\right]$ (210) mit vorwaltendem Oktaeder O (111) (Fig. 144) oder umgekehrt, $\left[\frac{\infty O2}{2}\right]$ vorwaltend (Fig. 142) oder das Ikosaeder (Fig. 143). Auch Pyritoeder, Oktaeder und Würfel (Fig. 383). Hexaedrisch meist deutlich spaltbar. Spröde. H. = $5\frac{1}{2}$. G. = 6,0—6,1. Thermoelektrisch ähnlich dem Pyrit (271). Stark metallisch glänzend, rötlich silberweiß, oft durch Anlaufen grau, Strich grauschwarz. Im Kolben nicht verändert, auf Kohle zu einer grauen magnetischen Kugel schmelzbar unter Entwicklung von Dämpfen von As_2O_3 und SO_2. In HNO_3 mit roter Farbe teilweise löslich. Wenig verbreitet: in Krystallen und derben Körnern bei Tunaberg und Vena in Schweden mit Kupferkies eingesprengt im Gneiß; ebenso bei Skutterud, unweit Modum in Norwegen im quarzigen Gneiß ohne Kupferkies; bei Querbach in Schlesien im Glimmerschiefer. Als ein 60 cm mächtiges Lager bei Daschkessan im Kaukasus. Auf Erzgängen im Siegenschen mit Schwefel- und Kupferkies. Wichtiges Kobalterz zur Smaltebereitung. Verwittert an der Luft und beschlägt sich mit roter Kobaltblüte.

(G. Rose (271); vergl. den rhomb. Kobaltarsenkies (Glaukodot, Danait etc. pag. 481.)

Nickelglanz. Hierher gehört:

Arsennickelglanz (Nickelarsenkies oder -glanz, Gersdorffit). $NiAsS$, mit etwas Fe, Co und Sb; 35,4 Ni. Pyritoedrisch, aber vorzugsweise Oktaeder mit Würfel, selten Pyritoeder, mit deutlichem hexaedrischen Blätterbruch; meist derb. Metallisch, silberweiß bis stahlgrau, zuweilen dunkler angelaufen, schwarzgrauer Strich. Spröde. H. = $5^1/_2$. G. = 6,0—6,7. Im Kolben verknisternd und ein braunes Sublimat, mit HNO_3 eine grüne Lösung ohne Rückstand gebend. Auf Gängen, oft mit Spateisenstein, so bei Müsen im Siegenschen, Harzgerode, Lobenstein im Reußischen; ferner bei Schladming in Steiermark, Loos in Schweden. Zuweilen mit Ullmannit. Verwittert rascher als dieser.

Arsenantimonnickelglanz (Korynit). Isomorphe Mischung der vorigen und der folgenden Verbindung, aber mehr von der ersteren, denn er enthält nur 13,45 Sb gegen 37,81 As. G. = 5,99. Oktaedrisch, ohne ausgesprochene Hemiedrie, aber meist derbe, fasrige Aggregate, oft mit nierenförmiger Oberfläche. Ähnlich dem vorigen. Mit konz. HNO_3 grüne Lösung unter Ausscheidung von Sb_2O_3 etc., Unterschied vom Arsennickelglanz. Metallisch. Silberweiß ins Grau, oft bunt angelaufen. Olsa in Kärnthen mit Kalk- und Eisenspat; Gosenbach im Siegenschen.

Wie Korynit zusammengesetzt ist der rhombische *Wolfachit*, silber- bis zinnweiß, lebhaft metallglänzend, von Wolfach im Schwarzwald auf Speiskobalt. G. = 6,37.

Antimonnickelglanz (Nickelantimonglanz oder -kies, Ullmannit). $NiSbS$; 27,9 Ni mit wenig As und Co. Pyritoedrische Krystalle (Montenarba, Distrikt Sarrabus, Sardinien), doch werden auch tetraedrische Krystalle beschrieben (Lölling in Kärnten), also tetartoedrisch. Ergänzungszwillinge wie beim Diamant (vergl. Fig. 362, Oktaeder mit eingekerbten Kanten). Hexaedrisch deutlich spaltbar. Meist derb. Gleicht dem Gersdorffit, ist aber dunkler stahlgrau bis fast bleigrau und läuft noch dunkler, auch bunt an; metallglänzend. Spröde. H. = 5—$5^1/_2$. G. = 6,2—6,5.

V. d. L. Antimonrauch und schmelzend. Gibt im Glasrohr ein weißes Sublimat und mit HNO_3 eine grüne Lösung. Findet sich, z. T. mit Gersdorffit zusammen, bei Harzgerode, Lobenstein, in Siegenschen, ferner mit Blende und Kupferkies bei Freusburg im Westerwald, bei Lölling in Kärnten, in Sardinien etc. (Klein und Jannasch, N. Jahrb. für Min. etc., 1887, II, 169; v. Zepharovich, Lotos Jan. 1870, pag. 4; Miers, Min. Mag. IX, 211, 1892.)

Willyamit. $(Ni, Co) SbS$; beide Metalle etwa zu gleichen Teilen; ein *Co*-haltiger Ullmannit von den Silbererzgängen von Broken Hill in Neu-Süd-Wales als Seltenheit.

Kallilith. Etwa 12 % *Bi*, bläulichgrau von Schönstein, Kreis Altenkirchen; ein *Bi*-haltiger Ullmannit. Ebenfalls selten.

Speiskobalt (Smaltin).

$CoAs_2$; 28,12 *Co*, 71,88 *As*; doch trifft, wahrscheinlich wegen Verunreinigung der Substanz, diese Formel selten genau zu, der *As*-Gehalt ist meist geringer. Nie fehlt etwas *Fe*, das bis 18½ % steigen kann (Eisenkobaltkies = grauer Speiskobalt, im Gegensatz zu dem *Fe*-freien „weißen Speiskobalt"), auch *Ag*, *Cu*, *S*, *Bi* (bis 4 % beim Wismutkobaltkies) finden sich, ebenso häufig etwas *S*. Wichtig ist aber besonders *Ni*, welches in jedem Mengenverhältnis neben *Co* (und *Fe*) vorhanden ist, da die beiden isomorphen Substanzen des Sp. und des Chloanthits (siehe diesen pag. 478) sich in jedem Verhältnisse mischen, so daß vom reinen Sp. bis zum reinen Chl. ein ganz allmählicher Übergang stattfindet.

Der Speiskobalt ist weitaus das verbreitetste Kobaltmineral. Die Krystalle sind regulär, meist Würfel und Oktaeder. Die Würfel haben, wenn sie nicht ganz klein sind, rauhe und bauchige Flächen; die Krystalle erscheinen wie zerborsten. Auch Granatoeder und Ikositetraeder $2O2$ (211) kommen vor; ebenso werden pyritoedrische Formen angegeben, welche aber meist sehr undeutlich und unsicher sind. Zwillinge nach einer Oktaederfläche, zuweilen in einer Richtung sehr stark verlängert, so daß sie lange Prismen bilden (Stengelkobalt).

Bl. Br. oktaedrisch, undeutlich. Spröde, Bruch kleinmuschlig. H. = 5½, G. = 6,5, mit steigendem *Fe*-Gehalt etwas wachsend; wesentlich höhere spezifische Gewichte weisen auf den mit dem Speiskobalt gleich zusammengesetzten, aber rhombischen Safflorit. Metallglänzend, zinnweiß, hell- auch dunkelstahlgrau, um so dunkler, je mehr *Fe*; durch Anlaufen matt und dunkler, zuweilen bunt. Strich grauschwarz. Beim Zerschlagen Arsengeruch. Im Kolben sublimiert etwas *As*, im offenen Glasrohr As_2O_3. In der Red. Fl. unter Entwicklung von *As*-Geruch zu einer schwarzen, magnetischen Kugel schmelzbar. Gibt mit HNO_3 eine rote Lösung und bei der Verwitterung einen roten Beschlag von Kobaltblüte. (Unterschied von Chloanthit und den diesem nahe stehenden Mischungen, wo dieses beides grün ist; äußerlich sind die beiden Mineralien fast ununterscheidbar.)

Findet sich häufig, teils in deutlichen, stets aufgewachsenen Krystallen, oder in gestrickten Aggregaten oder derb, mehr oder weniger feinkörnig bis dicht, zuweilen mit rundlicher Oberfläche. Hauptsächlich auf Gängen im Urgebirge mit Arsen, Arsenkies, Wismut, Silbererzen etc.; im Erzgebirge bes. bei Schneeberg; im Schwarzwald; in Cornwall etc. Oder aber mit Kupfernickel etc. auf Gängen im Zechstein (sog. Kupferschieferrücken) bei Bieber und Riechelsdorf in Hessen, Kamsdorf bei Saalfeld in Thüringen etc. Bei Dobschau in Ungarn auf Gängen mit Spateisenstein und Kupfererzen. Der *Wismutkobaltkies* oder *Cheleutit* in Sachsen ist ein fein gestrickter, bunt angelaufener Sp. von Schneeberg mit 4 % *Bi* in mechanischer Beimengung. Der Sp. ist als Kobalterz wichtig.

(Groth, Pogg. Ann. Bd. 152; Bauer, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 27, pag. 245; G. v. Rath, Zeitschr. f. Kryst. I, pag. 8.)

Safflorit (Spathiopyrit), von Bieber, Schneeberg (Arsenikkobalt), Reinerzau und Wittichen im Schwarzwald, Tunaberg in Schweden ist ein rhombischer Speiskobalt: $(Co, Fe) As_2$, ganz ähnlich dem grauen Eisenkobaltkies, aber stenglig und fasrig. G. = 7,1. Kleine Kryställchen selten. (Leroy Mc. Cay, Diss. des College of New-Jersey; Freiberg 1883.)

Chloanthit (Arseniknickelkies z. T.).

$NiAs_2$, 28,12 *Ni*. Alles beim Speiskobalt Angeführte gilt ganz ebenso auch hier, wenn man bei der Betrachtung der Zusammensetzung *Ni* statt *Co* setzt. Ein besonderer eisenreicher Chl. von Chatham in Connecticut (12 % *Fe* und 5 % *S*) ist Chathamit genannt worden. Die Krystallform, das physikalische und chemische Verhalten ist dasselbe wie dort, nur gibt der Chl. mit HNO_3 eine grüne Lösung und bei der Verwitterung einen grünen Beschlag von Nickelblüte. G. = 6,5. H. = 5½. Die Art des Vorkommens und die Fundorte sind ebenfalls dieselben wie dort. Die Unterscheidung beider Mineralien ist ohne chemische Untersuchung oft unmöglich. Wird wegen des *Ni*- und *As*-Gehalts technisch verwertet. Neben Rotnickelkies das verbreitetste Nickelmineral.

(Lit. wie Speiskobalt.)

Weißnickelkies (Rammelsbergit, Arseniknickelkies z. T.) $NiAs_2$. Verhält sich zum Chloanthit wie Safflorit zum Speiskobalt. Es ist ein zinnweißes, rhombisches, stengliges bis fasriges Mineral von der Zusammensetzung des Chloanthit. G. = 7,1, schwerer als Chloanthit. Von Schneeberg und Riechelsdorf.

Sperrylith. $PtAs_2$ mit etwas *Rh* und *Fe* und als Ersatz für *As* etwas *Sb*. Regulär pyritoedrisch; die kleinen Kryställchen meist Würfel, zuweilen mit Oktaeder und Pyritoeder $\left[\frac{\infty O 2}{2}\right]$ (210). Im Aussehen ganz wie Platin. Im nickelhaltigen Magnetkies des Sudbury-Distrikts (Vermillion Mine) in Kanada und im Sande des Cowee-Tales in Nord-Carolina als große Seltenheit. Einzige natürliche *Pt*-Verbindung. G. = 10,6.

Laurit, RuS_2 mit etwas *As*. Eisenschwarze Oktaederchen mit Platin in den Seifen von Borneo.

γ. Rhombische.

(Isomorphe Reihe des Markasits).

Markasit (Wasserkies, Binarkies, Strahlkies).

FeS_2 wie Schwefelkies; zuweilen etwas *Cu* und *As* enthaltend. Rhombische, meist nieder tafelförmige Krystalle, häufig wie Fig. 384. $M = \infty P$ (110); $M/M = 105^\circ\ 5'$. $l = \breve{P}\infty$ (011); $l/l = 78^\circ\ 2'$ (obere Kante); $r = \frac{1}{3}\breve{P}\infty$ (013); $r/r = 135^\circ\ 17'$ (oben); $c = 0P$ (001), die obere Kante r/r abstumpfend; *c* und *r* sind in der Richtung der Achse *a* stark gestreift, *l* ist glatt. Zuweilen findet sich noch das Makrodoma $g = \bar{P}\infty$ (101) auf die vordere Kante M/M gerade aufgesetzt und das Oktaeder $h = P$ (111), die Kanten M/c abstumpfend. $a : b : c = 0{,}7662 : 1 : 1{,}2341$. Zwillinge nach 2 Gesetzen. 1. Zw. Fl. *M*, in zweierlei Ausbildung. Zwei dünne Tafeln oder niedere Prismen hauptsächlich von *M*, *c* und *r* begrenzt, sind mit *M* aneinander-

Fig. 384. Fig. 385. Fig. 386.

gewachsen; die Flächen von *M* wiederholen sich rechts und links von der Zwillingsfläche treppenförmig (Fig. 385), auch kann diese Zwillingsbildung durch Anwachsung weiterer Individuen nach derselben Zw. Fl. polysynthetische Gruppen liefern (sog. Kammkies). Die Zwillingsgrenze tritt durch die einspringenden Winkel von *r* und die federartige Streifung auf *c* und *r* meist deutlich hervor. Oder aber es wächst an das zweite Individuum nach der anderen Prismenfläche ein drittes, an dieses in gleicher Weise ein viertes etc. Individuum an, so daß eine kreisförmige Gruppe entsteht; die scharfen seitlichen Kanten r/r und l/l sind nach außen gekehrt, die Flächen *M* sind klein oder fehlen, so daß scharfe Spitzen ähnlich Speerspitzen entstehen (sog. Speerkies) Fig. 386. 2. Zw. Fl. *g*, ist seltener. Man findet auch zuweilen Speerkieskrystalle, nach dem 2. Gesetz durcheinander gewachsen.

Der Bruch ist kleinmuschlig bis uneben; spröde. G. = 4,65—4,89, kleiner als beim Schwefelkies. H. = 6—6½. Farbe und Strich wie beim Pyrit, aber etwas grünlich; ebenso sind das chemische Verhalten, die Verwitterungserscheinungen und die technische Verwertung wie

dort. Der Markasit soll aber leichter verwittern als der Schwefelkies und bei der Auflösung in konz. HNO_3 etwas Schwefel abscheiden, was Schwefelkies nicht tut.

Findet sich häufig in Krystallen, eingewachsen und aufgewachsen und zu Gruppen vereinigt, auch in stengligen und strahligen derben Massen (Strahlkies) und runden Kugeln, sowie dicht, dann wenig glänzend und häufig mit runder, nierenförmiger Oberfläche oder stalaktitisch (Hepatopyrit oder Leberkies). Vielfach in weichen Tonen, zuweilen mit Braunkohlen als Speerkies (Littmitz und Altsattel in Böhmen, Wollin und Misdroy, Folkestone in England); oder auf Erzgängen, vielfach in einfachen Krystallen und als Kammkies (Clausthal, Freiberg, Příbram etc.). Im ganzen weniger verbreitet, als Schwefelkies, besonders kommt er nicht in so großen zusammenhängenden Massen vor, auch findet er sich nicht im Gneiß und anderen Urgesteinen eingesprengt. Doch sind derbe Körner oder dichte Massen häufig nicht mit Sicherheit von Schwefelkies zu unterscheiden. Man hat wohl alle sehr leicht verwitterbaren Eisenkiese für M. gehalten, es gibt aber doch auch unzweifelhafte Pyrite, die sehr viel leichter verwittern, als die anderen. Zuweilen mit Schwefelkies regelmäßig verwachsen; ein Schwefelkieskrystall liegt mit einer Würfelfläche auf der Fläche *c* des Markasits und zwar so, daß außerdem eine Würfelfläche des Pyrits mit einer Fläche *M* des Markasits oder eine Granatoederfläche des ersteren der Querfläche des letzteren parallel ist. Auch als Pseudomorphose besonders nach Magnetkies und Pyrit, und als Versteinerungsmittel.

(Sadebeck, Pogg. Ann. Erg.-Bd. VIII, 1878, 625; Stokes, siehe Schwefelkies.)

Lonchidit (Kausimkies), von Freiberg in Sachsen ist ein zinnweißer *As*-haltiger Markasit, der als eine isomorphe Mischung einer überwiegenden Menge FeS_2 mit wenig Arseneisen ($FeAs_2$) anzusehen ist. Eine neben dem *Fe* etwas *Ni*, *Cu*, *Pb* und *Ag* enthaltende zinnweiße harte (H. = 7), wie Markasit krystallisierte Varietät von Hausach im Schwarzwald ist *Metalonchidit* genannt worden. Auch der etwas *Cu* enthaltende *Kyrosit* von Schneeberg und Annaberg in Sachsen gehört hierher.

Arsenkies (Mißpickel, Giftkies, Arsenopyrit, Arsenikkies).

FeAsS; 34,36 *Fe*, 46,01 *As*, 19,63 *S*. Die Formel stimmt aber z. T. nur annähernd mit den Analysen und das Verhältnis von *As* und *S* ist oft so, daß man eine isomorphe Beimischung von Markasit (FeS_2) oder Arseneisen ($FeAs_2$) annehmen muß. Etwas *Ni*, *Bi*, *Se*, *Au*, *Ag* (Weißerz) ist oft vorhanden, namentlich findet sich *Co* zuweilen in größeren Mengen (Kobaltarsenkies). Ein etwas *As*-reicherer Arsenkies mit einem kleinen *Sb*-Gehalt von Geier in Sachsen ist *Geierit* genannt worden.

Die rhombischen Krystalle sind denen des Markasits sehr ähnlich; sie bilden Prismen $M = \infty P\,(110)$; $M/M = 111^\circ\ 53'$; das Brachydoma:

$r = \frac{1}{4}\breve{P}\overline{\infty}$ (014) mit parallel der Achse a stark gestreiften Flächen sehr häufig (Fig. 387); $r/r = 146^\circ\ 52'$ (oben). Die Winkel ziemlich schwankend. Dazu kommt zuweilen: $n = \frac{1}{2}\breve{P}\overline{\infty}$ (012); $l = \breve{P}\overline{\infty}$ (011); $g = \bar{P}\overline{\infty}$ (101). $a:b:c = 0{,}6758:1:1{,}1899$. Die Krystalle entweder lang prismenförmig nach M oder in der Richtung der Prismenkante verkürzt und vom oblong-oktaedrischen Habitus (Fig. 387). Zwillinge nach 2 Gesetzen: 1. nach M wie beim Markasit, aber seltener. 2. häufiger nach g, besonders bei den kurzprismatischen Krystallen; die Vertikalachsen beider Individuen sind unter $120^\circ\ 48'$ gegeneinander geneigt (Fig. 388). Spaltbarkeit nach ∞P wenig deutlich, unebener Bruch, spröde; H. = $5\frac{1}{2}$—6. G. = 6,0—6,2. Lebhafter Metallglanz; silber- bis zinnweiß, zuweilen dunkler oder gelb angelaufen; schwarzer Strich. Im Kolben gelbes, später graues Sublimat (Unterschied von Arseneisen). Schmilzt in der R. Fl. zu einer schwarzen magnetischen Kugel. In HNO_3 unter Abscheidung von S und As_2O_3 gelöst.

M M

Fig. 387.

M r M M

Fig. 388.

Findet sich sehr häufig in deutlichen Krystallen, meist aufgewachsen (prismatischer Habitus) und zu Drusen vereinigt, seltener eingewachsen (oktaedrischer Habitus); bildet auch stenglige und körnige derbe Massen. Hauptsächlich auf den Silbererze, *Co*- und *Ni*-Mineralien, Bleiglanz, Blende und Zinnstein führenden Gängen im Erzgebirge (Freiberg), im Harz (Andreasberg), in Cornwall, bei Sala in Schweden etc. Seltener eingesprengt in manchen Gesteinen, so im Gneiß (Skutterud bei Modum in Norwegen); im Serpentin (Reichenstein in Schlesien mit Arseneisen); im Kalk und Dolomit (Auerbach a. d. Bergstraße, Binnenthal im Wallis). Zur Herstellung von *As* und von Arsenpräparaten benützt; das sog. *Weißerz* von Bräunsdorf bei Freiberg liefert Silber. Bildet durch Verwitterung verschiedene wasserhaltige Eisenarseniate. Der sog. *Plinian* ist von Arsenkies nicht verschieden, es sind verzerrte Krystalle.

(Arzruni, Zeitschr. f. Kryst. Bd. II, 1878, 430, Bd. VII, 1882, 337; Weibull ibid. Bd. XX, 1892, pag. 1.)

Kobaltarsenkies enthält bis 10 % *Co*. Die Krystallform und das Aussehen ist im wesentlichen wie beim gewöhnlichen Arsenkies, aber häufig flächenreicher. Skutterud in Norwegen und Vena in Schweden mit Kobaltglanz. Die rötlich-stahlgrauen Krystalle im Gneiß von Frankonia in New-Hampshire mit $6\frac{1}{2}$ % *Co* sind *Danait* genannt worden. Ein 28 % *Bi* enthaltender, durch Wismut und Wismutglanz verunreinigter Kobaltarsenkies, stahlgraue, breitstenglige und blättrige Aggregate im körnigen Kalk von Orawicza im Banat bildend, ist der *Alloklas*.

Glaukodot ist *Co*-reicher und entspricht in der Zusammensetzung mehr dem Kobaltglanz. 16—25 % *Co* und 12—19 % *Fe*. Zinnweiße, basisch spaltbare, ziemlich große Krystalle im Chloritschiefer von Hokansbo in Schweden und von Huasco in Chile. (Becke, Tschermaks Mitteilungen Bd. VII, 1877, pag. 101; Sadebeck, ibid. pag. 353.)

Arseneisen (Arseniakalkies, Löllingit).

$FeAs_2$; 27,2 *As*, stets etwas *S* (bis 6 %); manche Analysen geben weniger *As*, daher wurde neben der obigen die Verbindung Fe_2As_3 angenommen (Leukopyrit); diese Abweichung ist aber wahrscheinlich Folge von Verunreinigung, z. T. durch Magneteisen, Fe_3O_4. Ein etwas *Co* statt *Fe*, sowie *Sb* und *S* neben *As* enthaltendes Arseneisen ist der nierig-schalige graue bunt angelaufene *Glaukopyrit* von Guadalcanal in Andalusien, im Kalkspat eingewachsene rhombische Krystalle und dünne Lagen.

Gute Krystalle seltener als beim Arsenkies; sie sind denen des Arsenkieses ähnlich. Basischer Blätterbruch ziemlich deutlich. Das Arseneisen ist überhaupt zum Verwechseln ähnlich dem Arsenkies, aber etwas lichter gefärbt, schwerer (G. = 7,1—7,4), weicher (H. = 5—5½) und im Kolben, wenn rein, kein rotes, sondern ein schwarzes Sublimat gebend, auch in der Red. Fl. schwerer schmelzend, und zwar zu einer unmagnetischen schwarzen Kugel.

Viel weniger verbreitet als Arsenkies. Reichenstein in Schlesien, einzelne glänzende, meist undeutliche Krystallnädelchen und strahlige oder körnige, zuweilen ziemlich große Massen im Serpentin, z. T. *Au*-haltig; bei Lölling in Kärnten mit Spateisenstein; Schladming in Steiermark, Geier und Breitenbrunn im Erzgebirge; Andreasberg im Harz etc. Benutzt zur Bereitung von As_2O_3. Aus dem schlesischen wird *Au* geschieden. Verwitterung ähnlich wie beim Arsenkies.

(Hare, Inaug.-Diss. Breslau 1879.)

(Einige rhombische Kiese RS_2 sind anhangsweise an Korynit, Speiskobalt und Chloanthit der regulären Gruppe angeschlossen und dort nachzusehen.)

Sylvanitgruppe.

Die Sylvanitgruppe umfaßt eine Anzahl von Tellurverbindungen, besonders des *Au* und *Ag*, die wahrscheinlich alle nach der Formel: RTe_2 zusammengesetzt sind. Es ist aber bis jetzt noch nicht gelungen, dies von allen bestimmt nachzuweisen. Hierher gehören fast sämtliche natürliche Goldverbindungen, die bisher bekannt geworden sind (vergl. Petzit). Die Hauptfundorte der Tellurgoldverbindungen sind Offenbanya und Nagyag in Siebenbürgen; in Nordamerika Calaveras County in Kalifornien und der Cripple Creek-Distrikt in Colorado; endlich die Kalgoorlie-Region in Westaustralien. Überall sind es wichtige Gold-, z. T. auch Silbererze.

Schrifterz (Schrifttellur, Sylvanit).

Die Zusammensetzung wird gewöhnlich durch die Formel: $(Au, Ag)Te_2$ oder da *Ag* : *Au* meist nahe wie 1 : 1, speziell durch die Formel: $AuAgTe_4$ ausgedrückt; die Analysen geben aber etwas verschiedene Resultate (ca. 60 % *Te*, 30 *Au*, 10 *Ag*). Monoklin. Kleine

nach der Längsfläche vollkommen spaltbare Krystalle, meist reihenförmig gruppiert, bilden dendritische, schriftähnliche Formen. G. = 8.0—8.33. H. = 1½—2. Milde. Metallisch glänzend. Gelblichweiß bis stahlgrau. Auf schmalen Klüften im Trachyt von Offenbanya und Nagyag in Siebenbürgen; ebenso in Calaveras Co., Kalifornien und Cripple Creek, Colorado; endlich in Westaustralien bei Kalgoorlie. Ein nicht unwichtiges Golderz.

Ein *Ag*-freies oder -armes Schrifterz ist der *Calaverit*, im wesentlichen $AuTe_2$ mit 44% *Au* und 56% *Te*. In der Form der monoklinen Krystalle mit dem Schrifterz in der Hauptsache übereinstimmend, aber nicht spaltbar. Meist derb, körnig. Gewöhnlich bronzegelb, doch auch silberweiß und grauweiß. G. = 9.04. Calaveras County und Cripple Creek-Distrikt; namentlich hier wichtiges Erz, aus dem im Jahr 1900 877972 Unzen Gold gewonnen wurden; wichtig auch in Westaustralien.

(Schrifterz: Schrauf, Ztschr. f. Kryst. II. 1878. 209; Calaverit: Penfield und Ford, ibid. XXXV. 1901. 430; Smith, Min. Mag. XIII. 1902. pag. 122.)

Krennerit (Bunsenin). Stimmt in der Zusammensetzung wesentlich mit dem Schrifterz überein, krystallisiert aber rhombisch mit vollkommener basischer Spaltbarkeit. G. = 8.353. Silberweiß. Nagyag und Cripple Creek. Krystallographisch stimmt damit überein der *Pb*- und *Sb*-haltige Müllerit (Gelberz, Weißtellur) von dort (Schrauf, ibid. II. 1878. pag. 235).

Ein 11% *Hg* enthaltendes Mineral: $HgAu_2Ag_6Te_6$, derb, schwarz, ist *Kalgoorlit* genannt worden; es ist aber wie der ähnlich zusammengesetzte *Coolgardit* ein mechanisches Gemenge der erwähnten Goldsilbertelluride, besonders auch des Petzits mit Coloradoit.

Blättererz (Blättertellur, Nagyagit).

Dunkelbleigraue, in einer Richtung leicht spaltbare, rechtwinklig-viereckige metallische Plättchen, mild, biegsam, scheinbar quadratisch, aber rhombisch, mit Schrifterz an denselben Orten und in derselben Weise vorkommend. Zusammensetzung schwankend, vorzugsweise goldhaltiges Tellurblei: 15—32 *Te*, 3—10 *S*, 54—61 *Pb*, 9—13 *Au*, auch etwas *Sb*, etwas *Ag*, *Cu* etc. G. = 6.85—7.20. H. = 1½—2.

(Schrauf, Zeitschr. f. Kryst. II. 1878. 239; Fletcher, Phil. mag. 1880. Bd. IX, pag. 188.)

Hier schließt sich auch vielleicht an der

Melonit. Wahrscheinlich $NiTe_2$, vielleicht auch Ni_2Te_3; hexagonal (?) mit basischer Spaltbarkeit; rötlich silberweiß. Mit den oben genannten Tellurverbindungen in Melones County in Kalifornien und in Süd-Australien.

Verbindungen RS_2.

Tesseralkies (Arsenikkobaltkies, Skutterudit, Hartkobalterz), $CoAs_3$. Stark metallisch glänzende, zinnweiße, hexaedrisch spaltbare, vielleicht pyritoedrische, reguläre Krystalle. H. = 6. G. = 6.48—6.86. Mit Kobaltglanz auf dem Erzlager im Glimmerschiefer von Skutterud bei Modum in Norwegen.

Zusammengesetzte Schwefelverbindungen (Sulfosalze).

Denkt man sich die Formeln der Sulfosalze dualistisch geschrieben, dann ist ihr basischer Bestandteil PbS, Ag_2S, Cu_2S (nicht CuS), seltener FeS, HgS und ZnS, Tl_2S, nur sehr untergeordnet CoS und NiS. Der saure Bestandteil hat entweder die Form RS_2 (GeS_2 und SnS_2), oder R_2S_3 (Sb_2S_3, As_2S_3, untergeordnet Bi_2S_3 und noch mehr V_2S_3 und Cr_2S_3, ferner Fe_2S_3), endlich R_2S_5 (Sb_2S_5, As_2S_5). Nach dem sauren Bestandteil kann man vier Unterabteilungen unterscheiden: a) Sulfostannate und -Germaniate; b) Sulfoferrite; c) Sulfantimonite, Sulfarsenite und Sulfobismutite; d) Sulfarseniate und Sulfantimoniate.

a) Sulfostannate und Sulfogermaniate.

Zinnkies (Stannin, Stannit).

$FeCu_2SnS_4 = FeS \cdot Cu_2S \cdot SnS_2$, doch ist wegen eingewachsenem Kupferkies etc. die Zusammensetzung etwas schwankend. Im Mittel wurde gefunden: 11 % *Fe*, 28,5 *Cu*, 25,2 *Sn*, 2 *Pb*, 0,9 *Ag*, 27,8 *S*, 3,7 *Sb*, zuweilen etwas *Zn*. Die Krystalle, sehr selten, sind scheinbar regulär-tetraedrisch, in Wirklichkeit jedoch quadratisch-tetraedrisch, zuweilen Durchwachsungszwillinge zweier Tetraeder mit parallelen Achsen. Meist derbe, feinkörnige bis dichte, stahlgraue bis gelbe metallglänzende Aggregate mit schwarzem Strich. Spröde. H. = 4. G. = 4,3—4,5. Nirgends in großer Menge. Auf Zinnsteingängen in Cornwall, seltener bei Zinnwald im Erzgebirge und auf Silberzinnerzlagerstätten in Bolivia (hier deutliche Krystalle), sowie in Süd-Dakota. (Auch eine wenig bekannte, SnO_2 und SiO_2 enthaltende gelblichweiße derbe Substanz von Cornwall, vielleicht ein Gemenge von Zinnstein mit Quarz oder eine Pseudomorphose von Zinnstein nach Feldspat, ist Stannit genannt worden.)

Argyrodit.

$Ag_8GeS_6 = 4Ag_2S \cdot GeS_2$, entsprechend: 76,52 *Ag*, 6,42 *Ge*, 17,06 *S*. Undeutliche regulär-tetraedrische Krystalle, Oktaeder zuweilen mit Granatoeder, auch Zwillinge. Meist derb und dicht, zuweilen mit nierenförmiger Oberfläche. G. = 6,26. H. = $2^1/_2$; spröde ins Milde, ohne Spaltbarkeit. Metallglanz. Stahlgrau, auf dem frischen Bruch ins Rötliche. Im Kolben schwarzer, auf Kohle weißer, später gelber Beschlag; leicht schmelzbar. Meist auf Markasit von der Grube Himmelsfürst bei Freiberg, mit anderen Silbererzen, spärlich (Plusinglanz); in Bolivia bei Potosi und Guanuni in etwas größerer Menge.

Canfieldit ist ein Argyrodit, in dem das meiste *Ge* durch *Sn* ersetzt ist. (7 *Sn* und 2 *Ge*), also $Ag_8(Sn, Ge)S_6$. Ganz ähnlich dem Argyrodit, auch in der Krystallisation. Von La Paz in Bolivia. Zwischen Argyrodit und Canfieldit in der Mitte steht ein eisenschwarzes, mattes Mineral, regulär, von Aullagos in Bolivia mit 5 % *Ge* und $3^2/_3$ % *Sn*, also mit der Formel: $2(4Ag_2S \cdot GeS_2) + 5(4Ag_2S \cdot SnS_2)$. Ein ähnlicher zinnführender Argyrodit ist das früher als *Brongniartit* bezeichnete, meist derbe, aber auch regulär und zwar in Oktaedern und Granatoedern, sowie in Spinellzwillingen krystallisierte graue bis schwarze Mineral von Potosi in Mexiko.

Den Übergang zur Gruppe der Sulfantimonite vermitteln:

Franckeit. $5PbS \cdot 2SnS_2 \cdot Sb_2S_3$ mit 0,1 % *Ge*. Radialstrahlige und -blättrige Kügelchen und kleine Täfelchen, milde, mit mattem Metallglanz; aus den Gängen von Oruro etc. in Bolivia.

Kylindrit. $6PbS \cdot 6SnS_2 \cdot Sb_2S_3$, aus der Provinz Poopo in Bolivia. Schwarze metallisch glänzende konzentrisch schalige Zylinder; keine deutlichen Krystalle.

b) Sulfoferrite.

Kupferkies (Chalkopyrit).

$CuFeS_2$; 34,57 *Cu*, 30,54 *Fe*, 34,89 *S*. Wird entweder als eine isomorphe Mischung von CuS und FeS oder als $Cu_2S.Fe_2S_3$ gedeutet; beide Deutungen entsprechen den Analysen gleich gut, Versuche zur künstlichen Darstellung des Kupferkieses haben aber für die zweite Formel, also für die Auffassung des Minerals als eine Sulfoferritverbindung entschieden und zwar als ein Salz der Säure $H_2Fe_2S_4$, deren Anhydrit Fe_2S_3 ist.

Quadratisch, vorzüglichstes Beispiel der tetraedrischen Hemiedrie. Der Habitus der Krystalle ist bald tetraedrisch, bald oktaedrisch; die Winkel sind z. T. denen des regulären Systems sehr ähnlich. Das Hauptoktaeder zerfällt in die beiden Tetraeder: $p = +\frac{P}{2}$ (111) und $p_{,} = -\frac{P}{2}$ (1$\bar{1}$1), ersteres meist matt und gestreift, letzteres glatt und glänzend. $p/p_{,} = 108^{0}\ 40'$ (S. K.) und $109^{0}\ 53'$ (E. K.). Hieraus folgt: $a:c = 1:0{,}9856$. Beide Tetraeder sind zuweilen im Gleichgewicht, zuweilen ist auch p größer; häufig scheinbar reguläre Oktaeder (Fig. 126) oder Formen wie Fig. 125, bei denen aber immer die abwechselnden Flächen verschieden sind. (Die Figuren sind vollkommen zutreffend, wenn man in ihnen p statt $\frac{O}{2}$ setzt.) Dies ist auch der Fall in Fig. 214, wo außer p und $p_{,}$ noch folgende einfache Formen vorkommen: das nächste schärfere Oktaeder: $c = 2P\infty$ (201); das nächste stumpfere Oktaeder: $b = P\infty$ (101) und die Basis: $a = 0P$ (001). c begrenzt die Krystalle zuweilen allein (Fig. 392). Auch spitzere und stumpfere Oktaeder (resp. Tetraeder) von der Stellung des Hauptoktaeders fehlen nicht (Fig. 389), wo $x = \frac{\frac{1}{4}P}{2}$ (114) und $x' = -\frac{\frac{1}{4}P}{2}$ (1$\bar{1}$4) und $v' = -\frac{4P}{2}$ (4$\bar{4}$1). Ebensowenig Skalenoeder, z. B. in Fig. 390, wo

Fig. 389. Fig. 390. Fig. 391. Fig. 392.

das Skalenoeder $u = \frac{P2}{2}$ (212) mit dem Tetraeder: $t = \frac{2P}{2}$ (221) kombiniert ist; sogar ganz selbständig kommen die Skalenoeder zuweilen vor (Fig. 213[a]). Prismen sind nicht sehr häufig; ein solches bilden

die Flächen $m = \infty P(110)$ in der Figur 391 abgebildeten Kombination, in der außerdem neben den schon erwähnten Flächen p, a, b, c noch das Skalenoeder $s = \frac{\frac{1}{3}P5}{2}(513)$ vorkommt, dessen Flächen die Kanten p/c abstumpfen.

Wenige Krystalle sind einfach, die meisten sind Zwillinge. Teils sind es Ergänzungszwillinge tetraedrisch ausgebildeter Individuen, ähnlich wie in Fig. 273, oder spinellartige Zwillinge oktaedrischer Individuen, wobei eine Fläche p des einen Individuums und eine Fläche $p_{,}$ des zweiten aneinander liegen, so daß an der Grenze stets eine Fläche p links und eine Fläche $p_{,}$ rechts zusammenstoßen und umgekehrt, wie in Fig. 271. Vielfach wiederholt sich die Zwillingsbildung, ähnlich wie bei dem Zinkblendezwilling Fig. 375, wo nur p statt o zu setzen wäre: dünne Zwillingslamellen sind in beiden Individuen nach demselben Gesetz parallel mit der Zwillingsfläche oder mit den anderen Flächen p eingelagert; oder aber es wächst in einem einspringenden Winkel $p/\underline{p}_{,}$ noch ein drittes oktaedrisches Individuum an das zweite nach demselben Gesetz an etc. Besonders bemerkenswert ist die, oft wiederholte, Zwillingsbildung nach p bei Krystallen, welche nur von dem nächsten schärferen Oktaeder c begrenzt sind; an einer Endkante wächst ein Individuum zwillingsartig an, so daß die beiden einander diametral gegenüberliegenden Endkanten in beiden Individuen parallel sind (vergl. Fig. 415 beim Hausmannit). Es können auf diese Weise Fünflinge (Fig. 392) von der Gestalt eines Oktaeders entstehen, dessen vier nach einer Endecke konvergierende Endkanten in der Mitte nach innen eingeknickt sind. Auch Zwillinge nach anderen Gesetzen, z. B. nach b, kommen als Seltenheit vor. Die Krystalle sind wegen der Zwillingsbildung oft sehr schwierig zu entziffern, zumal da sie vielfach verzerrt und die Flächen wenig regelmäßig gebildet sind.

Spaltbarkeit nach c wenig deutlich; Bruch kleinmuschlig bis uneben. Mild ins Spröde. G. = 4,1—4,3. H. = $3\frac{1}{2}$—4 (Unterschied von dem ähnlich aussehenden Schwefelkies, wo H. = 6—$6\frac{1}{2}$). Metallglänzend. Farbe messinggelb (mit einem Stich ins Grüne, vergl. Schwefelkies). Zuweilen bunt angelaufen, bes. blau infolge von oberflächlicher Umwandlung in Kupferindig; Strich grünlich schwarz. V. d. L. dekrepitierend und in der Red. Fl. ziemlich leicht zu einer schwarzen magnetischen Kugel schmelzbar. Von HNO_3, leichter in Königswasser, unter Abscheidung von S gelöst, von HCl kaum angegriffen.

Findet sich häufig in Krystallen, welche stets aufgewachsen und selten groß sind. Meist derb, eingesprengt, auch feinkörnig bis dicht; zuweilen mit nieriger und traubiger Oberfläche (Nierenkies, z. B. in Cornwall). Vorwiegend bildet er aber ein derbes feinkörniges Ag-

gregat, dem meist ziemlich viel Schwefelkies beigemengt ist. Diese Aggregate, oft besser als kupferkieshaltige Schwefelkiesmassen aufzufassen, bilden nicht selten mächtige Lagerstätten in alten Schiefern, wo häufig den genannten Kiesen noch Bleiglanz, Blende etc. beigemengt ist (Kieslager), so bei Goslar am Rammelsberg, Schmöllnitz in Ungarn, Falun in Schweden, Röräs in Norwegen, Rio Tinto und Tharsis, Prov. Huelva, Spanien etc., wie es schon oben beim Pyrit angegeben wurde. Mit Magnetkies bei Bodenmais im bayrischen Wald. Zuweilen in linsenförmigen Lagern mit Spateisenstein, so bei Mitterberg und Kitzbühel in Tirol und an anderen Stellen der Ostalpen. Nicht selten sind einzelne Körner oder Flitter, oft unsichtbar klein, anderen Gesteinen eingesprengt, so dem Kupferschiefer im Mansfeldschen, in Hessen etc., sowie den krystallinischen Schiefern in manchen Gegenden (Norwegen, sog. Fahlbänder). Selten in Eruptivgesteinen. Sehr verbreitet auf Erzgängen mit anderen Schwefelverbindungen: Schwefelkies, Fahlerz, Bleiglanz, Blende etc. und sonstigen Mineralien, so im Erzgebirge (Freiberg etc.), Harz (Clausthal), im Siegenschen, bei Dillenburg in Nassau, auch im Ural, in Chile und Peru, Nordamerika (French Creek, Penn.). Begleiter des Zinnsteins im Erzgebirge und in Cornwall. Er ist ein verbreitetes Mineral und das wichtigste Kupfererz. Verwittert leicht und geht in Vitriol, häufig auch in Malachit über, ferner in sog. Ziegelerz, ein ziegelrotes Gemenge von Rotkupfererz mit Braun- und Roteisenstein oder auch in Kupferpecherz, Kieselkupfer und andere oxydische Verbindungen. Auch in Kupferindig wird er zuweilen in größeren Mengen verwandelt, sowie in Kupferglanz. Selten als Pseudomorphose. Neubildung durch Einwirkung von Thermalwasser auf kupfernen Röhren in Pest.

(Sadebeck, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1868; Fletcher, Philos. magaz. Okt. 1882; Schneider, Journ. f. prakt. Chemie 38, 1888, pag. 569; Penfield, Amer. Journal 40, 1890, pag. 207; Lewis und Hall, Zeitschr. f. Kryst. 34, 1901, pag. 321.)

Buntkupfererz (Bornit, Buntkupferkies).

Enthält, wie der Kupferkies, *Cu, Fe, S,* aber in wechselnden Verhältnissen: 6—17 *Fe* und 50—71 *Cu.* Manche halten es daher für eine isomorphe Mischung von CuS, Cu_2S und FeS, wozu die Analysen quantitativ gut stimmen. Da aber die Untersuchung von Krystallen stets nahe auf die der Formel Cu_3FeS_3 entsprechende Zusammensetzung: 55,5 *Cu,* 16,4 *Fe* und 28,1 *S* führt, so wird diese als die des reinen Buntkupfererzes angesehen und die Abweichung davon durch fremde Beimengungen erklärt. Diese Formel läßt sich, analog wie beim Kupferkies, als $3CuS . Fe_2S_3$ deuten.

Das Mineral krystallisiert regulär, ohne Blätterbrüche. Die Krystalle, meist Würfel und Oktaeder mit unregelmäßigen bauchigen Flächen, sind stets aufgewachsen. In größeren Massen findet

sich das B. derb, feinkörnig mit muschligem Bruch. Es ist schwach metallglänzend, undurchsichtig, tombackbraun, läuft aber sehr rasch bunt, besonders blau und rot, an. H. = 3; G. = 4,9—5,1; mild, ins Spröde. V. d. L. zu einer magnetischen grauen Kugel schmelzbar. In HNO_3 und konz. HCl unter Abscheidung von S löslich.

Seltener als Kupferkies, wie dieser und vielfach mit ihm und mit Kupferglanz zusammen vorkommend, aber immer noch ein wichtiges Kupfererz. Eingesprengt im Kupferschiefer im Mansfeldschen etc. Verbreiteter auf Gängen, so im Erzgebirge (Freiberg, Annaberg, Berggieshübel), im Harz (Lauterberg), Schlesien (Kupferberg und Rudelstadt), im Siegenschen, im Banat (Dognaczka); in Cornwall auf Zinnerzgängen. In besonders großer Menge im westlichen Amerika (Butte-Distrikt in Montana, Peru, Bolivia und Chile), sowie in Kanada. Besonders große Krystalle von dem Mellitzgraben bei Prägratten in Tirol. Erleidet dieselben Umwandlungen wie der Kupferkies.

(Rammelsberg, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 18, 1866, pag. 19.)

Dem Buntkupfererz stehen nahe und sind vielleicht nur unreines Buntkupfererz: *Homichlin* von Plauen in Sachsen (vielleicht auch zum Kupferkies).

Castillit, Ag-haltig, von Guanacevi in Mexiko.

Barnhardtit, derb, bronzegelb, braun anlaufend aus Nord-Carolina, mit einer der Formel: $2Cu_2S . Fe_2S_3$ entsprechenden Zusammensetzung.

Vergl. auch den *Cuban*, $CuS . Fe_2S_3$ und den *Daubréelith*, $FeS . Cr_2S_3$ (pag. 470).

c) Sulfantimonite, Sulfarsenite und Sulfobismutite.

Die Mineralien von derselben allgemeinen Formel: $mMS . nR_2S_3$ sind in eine Gruppe zusammengefaßt. M bedeutet das reguläre Metall (Pb, Ag_2 etc.), R das rhomboedrische (Sb, As etc.). Die sauersten Verbindungen sind vorangestellt, diesen folgen die basischeren, unter ihnen namentlich viele Verbindungen von PbS und Sb_2S_3 in sehr mannigfachen Verhältnissen, die sog. Bleispießglanze.

Verbindungen $MS . 2R_2S_3 = MR_4S_7$.

Livingstonit. $HgSb_4S_7 = HgS . 2Sb_2S_3$, von Guadalcazar und Huitzuco in Mexiko. Rhombische, denen des Antimonglanzes ähnliche Prismen. Hellbleigrau mit rotem Strich. Die Zusammensetzung ist noch unsicher.

Verbindungen $2MS . 3R_2S_3 = M_2R_6S_{11}$.

Chiviatit. $Pb_2Bi_6S_{11} = 2PbS . 3Bi_2S_3$. Dem Wismutglanz ähnlich aussehende bleigraue blättrige Aggregate von Chiviato in Peru.

Verbindungen $3MS . 4R_2S_3 = M_3R_8S_{15}$.

Cuprobismutit. $Cu_6Bi_8S_{15} = 3Cu_2S . 4Bi_2S_3$, zuweilen etwas Ag. Missouri Mine in Colorado. Noch nicht genügend untersucht.

Verbindungen $MS . R_2S_3 = MR_2S_4$.

Berthierit (Eisenantimonglanz). $FeS . Sb_2S_3$, doch werden auch andere Formeln angegeben, was wohl auf einer Beimengung von Antimonglanz oder von

Schwefelkies beruht. Stahl- bis bleigraue, oft bunt angelaufene, stenglige bis fasrige Aggregate, teilweise dem Antimonglanz ähnlich, von Bräunsdorf bei Freiberg, von Cornwall, von Chazelles (Auvergne), Anglar (Dép. de la Creuse), Arany-Idka (Ungarn), Kalifornien. Ist vielleicht gar keine reine Substanz, sondern ein Gemenge, etwa von Antimonglanz und Schwefelkies.

Isodimorphe Gruppe des Zinckenits und Miargyrits.

Die übrigen hierher gehörigen Mineralien schließen sich einerseits an den rhombischen Zinckenit: $PbS . Sb_2S_3$, anderseits an den monoklinen Miargyrit: $Ag_2S . Sb_2S_3$ an. Sie bilden zwei nach diesen beiden Mineralien genannte isomorphe Reihen, die wegen einiger beiden gemeinsamen Glieder als im Verhältnis des Dimorphismus stehend betrachtet werden müssen.

a) Isomorphe Reihe des Zinckenits.

Rhombisch; Krystalle strahlig; ähnlich denen des Antimonglanzes.

	$a : b : c$
Zinckenit: $PbS . Sb_2S_3$;	0,5575 : 1 : 0,6353.
Andorit: $(Pb, Ag_2) S . Sb_2S_3$;	0,5747 : 1 : 0,5618.
Skleroklas: $PbS . As_2S_3$;	0,5389 : 1 : 0,6188.
Galenobismutit: $PbS . Bi_2S_3$;	?
Selenbleiwismutglanz: $Pb (S, Se) . Bi_2 (S, Se)_3$;	?
Alaskait: $(Pb, Ag_2, Cu_2) S . Bi_2S_3$;	?
Silberwismutglanz: $Ag_2S . Bi_2S_3$;	?
Emplektit: $Cu_2S . Bi_2S_3$;	0,5430 : 1 : 0,6256.
Wolfsbergit: $Cu_2S . Sb_2S_3$;	0,5312 : 1 : 0,6395.

Zinckenit (Bleiantimonglanz). $PbSb_2S_4 = PbS . Sb_2S_3$. Die spießigen Krystalle sind pseudohexagonale Drillinge (scheinbar sechsseitige Prismen mit einem flachen Dihexaeder der anderen Stellung). Sie sind bündelartig verwachsen. Auch dicht. Dunkelstahlgrau mit schwarzem Strich. Milde. H. = 3—3½. G. = 5,3. Wolfsberg im Harz auf Antimonitgängen, Hausach im Schwarzwald. Der dunkelstahlgraue, lebhaft metallglänzende *Andorit* von Felsöbanya in Ungarn ist ein etwas Silber enthaltender Zinckenit. Nicht wesentlich vom Andorit verschieden ist wohl der *Sundtit* und *Webnerit*, beide von Oruro in Bolivia.

Skleroklas (Sartorit, Arsenomelan (?), Bleiarsenglanz). $PbAs_2S_4 = PbS . As_2S_3$. Hellbleigrau mit rotbraunem Strich. Spröde. Nadelförmige, sehr zerbrechliche und sehr dünne basisch spaltbare Krystalle, aus dem Dolomit des Binnentals im Kanton Wallis mit zahlreichen anderen ähnlich zusammengesetzten Mineralien.

Galenobismutit (Bleiwismutglanz). $PbBi_2S_4 = PbS . Bi_2S_3$. Zinnweiß. Mit Ged. Wismut von der Ko-Grube in Wermland und von Rezbanya in Ungarn (*Rezbanyit*, der aber vielleicht auch ein besonderes, etwas *Bi*-reicheres Mineral ist). Im *Selenbleiwismutspat* von Falun in Schweden ist ein Teil des *S* durch *Se* (bis 14 % *Se*) ersetzt. Der lichtbleigraue *Alaskait* aus der Alaskagrube in Colorado ist ein Bleiwismutglanz, der bis 9 % *Ag* und bis 5 % *Cu* enthält. Hier schließt sich wohl auch an der:

Silberwismutglanz (Argentobismutit, Matildit), dessen gestreifte rhombische Krystalle vielleicht mit denen des Emplektits isomorph sind. $Ag_2Bi_2S_4 = Ag_2S . Bi_2S_3$; 28,4 % *Ag*. Meist derb; grau mit hellgrauem Strich. Grube Matilda bei Morococha in Peru und von Lake City in Colorado. Ein ähnliches Mineral auch in den Gängen des Schapbachtales im Schwarzwald (vergl. Plenargyrit, pag. 490).

Emplektit (Kupferwismutglanz z. T.). Zinnweiße, meist gelb angelaufene, im Strich schwarze, basisch deutlich spaltbare dünne Nadeln im Quarz. Grube Tannenbaum bei Schwarzenberg im Erzgebirge, bei Aamdal in Telemarken (Norwegen); auch von Wittichen im Schwarzwald, von Rezbanya in Ungarn, Copiapo in Chile etc.

Wolfsbergit (Kupferantimonglanz, Chalkostibit). $Cu_2Sb_2S_4 = Cu_2S . Sb_2S_3$. Tafel- oder säulenförmige Krystalle, deutlich basisch spaltbar, sowie derbe, feinkörnige Massen. Schwarzgrau, oft bunt angelaufen. Wolfsberg am Harz; Guejar in Andalusien (Guejarit); Bolivia.

b) Isomorphe Reihe des Miargyrits.

Monoklin. Isomorphismus noch nicht genügend festgestellt.

	$a : b : c$	β
Miargyrit: $Ag_2S . Sb_2S_3$;	0,7479 : 1 : 0,6432	91° 40'.
Plenargyrit: $Ag_2S . Bi_2S_3$;	?	
Lorandit: $Tl_2S . As_2S_3$;	0,6827 : 1 : 0,6650	90° 17'.

Miargyrit (Silberantimonglanz, Hypargyrit).

$Ag_2Sb_2S_4 = Ag_2S . Sb_2S_3$. 36,73 Ag, wenig Cu und Fe. Kleine monokline Krystalle, nadelförmig oder dick tafelförmig, selten. Bruch kleinmuschlig bis uneben. Milde. G. = 5,2. H. = 2—2½. Undurchsichtig. Halbmetallischer, ins Diamantartige gehender Glanz. Dunkelstahlgrau mit kirschrotem Strich, ähnlich dunklem Rotgültigerz. Leicht schmelzbar; mit Soda geschmolzen gibt er ein Silberkorn. Auf Erzgängen, zu Drusen vereinigte Kryställchen oder derb, mit anderen Silbererzen, besonders Rotgültigerz, mit denen zusammen er auf Silber verhüttet wird; ist aber im ganzen selten. Andreasberg im Harz, überwächst zuweilen Rotgültigerz (fahles Rotgülden z. T., Hypargyronblende); Bräunsdorf bei Freiberg, Přibram in Böhmen, Guadalajara bei Madrid; Potosi, Zacatecas u. a. O. in Mexiko. Der von Felsöbanya in Ungarn hat 4 % Pb (Kenngottit).

(Weisbach, Pogg. Ann. 125, 1865, 441 und Zeitschr. f. Kryst. II, 1877, 55; G. von Rath, ibid. VIII, 1883, 25; Lewis, ibid. VIII, 545; Eakle, ibid. XXXI, 1899, 209.)

Plenargyrit. $Ag_2S . Bi_2S_3$. Kleine schwarze spröde Kryställchen aus den Silbererzgängen des Schapbachtales im Schwarzwalde, sollen mit Miargyrit isomorph und nach der obigen Formel zusammengesetzt sein, was aber alles noch der Bestätigung bedarf (vergl. Silberwismutglanz, pag. 489).

Lorandit. $Tl_2As_2S_4 = Tl_2S . As_2S_3$. Durchsichtige cochenillerote Täfelchen oder kurze Prismen, monoklin, nach einer Fläche parallel der Symmetrieachse vollkommen spaltbar. Selten, auf dem Realgar von Allchar in Macedonien. (Goldschmidt, Zeitschr. f. Kryst. 30, 1898, 272.)

Verbindungen $4MS . 3R_2S_3 = M_4R_6S_{13}$.

Baumhauerit. $4PbS . 3As_2S_3$. Monoklin. Begleiter des Skleroklas und anderer Bleiarsenite im Dolomit des Binnentals im Wallis.

Verbindungen $5MS.4R_2S_3 = M_5R_8S_{17}$.

Plagionit. $5PbS.4Sb_2S_3$. Dicktafelförmige monokline, nach einem Prisma spaltbare Krystalle, auch derbe, zuweilen traubige Massen. Schwärzlich bleigrau mit schwarzem Strich; v. d. L. heftig zerknisternd. Wolfsberg am Harz; Arnsberg in Westphalen, hier etwas weniger Antimon und mehr Blei und z. T. in der Form des Federerzes (s. d. pag. 450. 491) ausgebildet. (Vergl. Semseyit, pag. 492.)

Liveingit. $5PbS.4As_2S_3$. Rhombisch; äußerlich ähnlich dem Rathit. Wie dieser im Dolomit des Binnentals im Wallis.

Verbindungen $3MS.2R_2S_3 = M_3R_4S_9$.

Klaprothit. $3Cu_2S.2Bi_2S_3$. Lang prismatische und stark längsgestreifte nach der Querfläche vollkommen spaltbare, metallglänzende, stahlgraue Krystalle mit schwarzem Strich. G. = 4,6. H. = $2^1/_2$. Von Wittichen u. a. O. im Schwarzwald, Sommerkahl im Spessart.

Warrenit (Domingit). $3PbS.2Sb_2S_3$; etwas *Fe*. Grauschwarz, wollähnlich verfilzte haarförmige Kryställchen von der Domingo-Grube in Colorado.

Schirmerit von analoger Zusammensetzung, aber *Bi* und 25 % *Ag* neben 13 % *Pb* enthaltend, also $3(Ag_2, Pb)S.2Bi_2S_3$. Derb, feinkörnig. Bleigrau; metallglänzend. Im Quarz eingewachsen, ebenfalls in Colorado.

Rathit (Arsenomelan (?)). $3PbS.2As_2S_3$; zuweilen etwas und zwar bis 5 % *Sb*. Rhombische, graue metallglänzende, prismatisch gestreckte, längsgefurchte, nach zwei Richtungen vollkommen spaltbare Kryställchen. Äußerlich sehr ähnlich dem Skleroklas, den er im Dolomit vom Binnental in Wallis begleitet. Das einzige etwas *Sb* enthaltende Mineral von dort, dem alleinigen wichtigen Fundort der in der Natur vorkommenden Bleiarsenite.

Verbindungen $2MS.R_2S_3 = M_2R_2S_5$.

Isomorphe Reihe des Jamesonits.

Rhombisch.

Jamesonit: $2PbS.Sb_2S_3$; $a:b:c = 0,915:1:?$
Dufrénoysit: $2PbS.As_2S_3$; $a:b:c = 0,938:1:1,531$.
Cosalit: $2PbS.Bi_2S_3$; $a:b:c = 0,919:1:1,460$.

Jamesonit (Querspießglanz). $2PbS.Sb_2S_3$. Rhombische Prismen und Nadeln mit deutlichem basischem Blätterbruch, zuweilen zu sternförmigen Gruppen radial angeordnet. Meist derb, strahlig und fasrig. Mild. G. = 5,6. H. = 2—$2^1/_2$. Dunkelstahlgrau bis bleigrau mit grauem Strich. In Cornwall in größeren Mengen, in Spanien, bei Nertschinsk in Sibirien etc., auf Erzgängen. Hierher das meiste *Federerz* (Heteromorphit, Plumosit), außerordentlich zarte Nädelchen von Jamesonit, welche vielfach zu filzähnlichen Massen von geringem Glanz und dunkelgrauer Farbe ineinander verwebt sind; an mehreren Orten im Harz z. B. bei Neudorf, im Erzgebirge, bei Felsöbanya (vergl. auch bei Antimonglanz, pag. 450, der zuweilen ähnliche Aggregate bildet). Unreines Federerz sind auch die rotbraunen Lappen von Andreasberg und Clausthal, die man Zundererz nennt; hier ist Rotgültigerz und Arsenkies mechanisch beigemengt.

Dufrénoysit (Binnit, Skleroklas). $2PbS.As_2S_3$. Selten gute Krystalle, zuweilen ziemlich große dicke Prismen; sehr flächenreich, mit einem vollkommenen basischen Blätterbruch. Sehr spröd und zerbrechlich. Dunkelbleigrau mit rötlichbraunem Strich. Lebhafter Metallglanz. H. = 3. G. = 5,5—5,6. Binnental im Dolomit.

Cosalit. $2PbS.Bi_2S_3$ mit etwas *Ag*. Derb, bleigrau von Cosala in Mexiko,

auch von Rezbanya in Ungarn und von Colorado. Damit identisch ist wahrscheinlich der stahlgraue, meist strahlige, zuweilen auch deutliche Krystalle bildende *Bjelkit* von Bjelkes Eisengrube in Wermland, Schweden.

Schapbachit (Wismutsilbererz) ist vielleicht ein silberhaltiger Cosalit. (21 % Ag neben 21 % Pb.) Kleine rhombische, basisch spaltbare, lichtbleigraue Kryställchen aus den Silbererzgängen des Schapbachtals im Schwarzwald.

Kobellit. $2PbS.(Bi, Sb)_2S_3$, ist ein Antimon und auch etwas Eisen enthaltender Cosalit von Vena in Schweden, wo er mit Kupferkies, Kobaltarsenkies und Kobaltglanz vorkommt. Äußerlich gleicht er einem feinstengligen Antimonglanz.

Semseyit hat wahrscheinlich dieselbe Zusammensetzung wie der Jamesonit, $2PbS.Sb_2S_3$, doch wird ihm auch die Formel: $7PbS.3Sb_2S_3$ oder $9PbS.4Sb_2S_3$ zugeschrieben. Jedenfalls sind die kleinen, grauen metallglänzenden Kryställchen, von denen des J. ganz verschieden und mehr denen des Plagionit (pag. 491) ähnlich. G. = 5,99. Von Felsöbanya in Ungarn und Wolfsberg am Harz.

Verbindungen $5MS.2R_2S_3 = M_5R_4S_{11}$.

Isodimorphe Reihe des Boulangerits.

Rhombisch.		$a:b:c$	β
Boulangerit:	$5PbS.2Sb_2S_3$;	$= 0,5527:1:0,7478$.	
Diaphorit:	$5(Pb, Ag_2)S.2Sb_2S_3$;	$= 0,4919:1:0,7345$.	
Monoklin:			
Freieslebenit:		$= 0,5872:1:0,9278$;	92° 14'.

Die Verbindung $5(Pb, Ag_2)S.2Sb_2S_3$ ist dimorph und liefert die beiden heteromorphen Mineralien: den monoklinen Freieslebenit und den rhombischen Diaphorit. Mit letzterem ist der Boulangerit isomorph.

Boulangerit.

$5PbS.2Sb_2S_3$ mit 55,4 Pb und 25,7 Sb. Rhombisch, doch sind deutliche Krystalle mit dem oben angegebenen Achsensysteme und von prismatischer Form sehr selten. Meist feinkörnige oder -fasrige, auch dichte Massen ähnlich dichtem Antimonglanz, mit wenig lebhaftem Metallglanz, bleigrauer Farbe und schwarzem Strich. Von heißer Salzsäure gelöst unter Entwicklung von H_2S und von Salpetersäure zersetzt. Im allgemeinen spärlich auf Gängen, so bei Oberlahr und Mayen in der Rheinprovinz, bei Wissen a. d. Sieg, Wolfsberg im Harz, Přibram in Böhmen, am Schneeberg in Tirol, bei Bottino in Toskana, Sala in Schweden, in Lappland, bei Nertschinsk in Transbaikalien etc. Nur bei Molières im Departement du Gard in größerer Menge und hier als Bleierz wichtig.

(Hj. Sjögren, Geol. Fören i. Stockholm, Förhandl. 19, 1897, pag. 153.)

Diaphorit. $5(Pb, Ag_2)S.Sb_2S_3$, also ein silberhaltiger Boulangerit, da auch in der Krystallform nahe Übereinstimmung herrscht. G. = 5,90. Stahlgrau und metallisch glänzend; dem Freieslebenit sehr ähnlich. Kleine flächenreiche rhombische Kryställchen bei Přibram und Felsöbanya. Sehr selten.

Freieslebenit (Schilfglaserz). Zusammensetzung wie bei Diaphorit, aber monoklin. Kleine blei- bis stahlgraue schwarz anlaufende im Strich graue Kryställ-

chen mit mehreren treppenförmig abwechselnden Prismen, die längs gestreift sind und so den Krystallen ein schilfähnliches Aussehen verleihen. G. = 6,19—6,38. H. = 2—2½. Auf den Silbererzgängen von Freiberg, Přibram, Kapnik und Felsöbanya, Hiendelaencina in Spanien, Nevada. Bei Ratiborschitz in Böhmen *Bi*-haltig.

(Für Diaphorit und Freieslebenit siehe: v. Zepharovich, Sitzgsber. Wien. Akad. Bd. 63, 1871. pag. 1; Bücking, Zeitschr. f. Kryst. II. 1878, pag. 425; Vrba, ibid. pag. 159.)

Verbindungen $3MS \,.\, R_2S_3 = M_3R_2S_6$.

Isomorphe Reihe des Bournonits.

Rhombisch:		$a : b : c$
Bournonit:	$2PbS \,.\, Cu_2S \,.\, Sb_2S_3$;	$= 0{,}9379 : 1 : 0{,}8968$.
Nadelerz:	$2PbS \,.\, Cu_2S \,.\, Bi_2S_3$;	$= 0{,}9719 : 1 : ?$
Wittichenit:	$3Cu_2S \,.\, Bi_2S_3$;	
Seligmannit:	$3(R^I, R^{II})\, S \,.\, As_2S_3$;	$= 0{,}9280 : 1 : 0{,}8757$.

(Vergl. ferner Feuerblende.)

Bournonit (Spießglanzbleierz, Schwarzspießglanzerz).

$2PbS \,.\, Cu_2S \,.\, Sb_2S_3 = PbCuSbS_3$, ähnlich dem Nadelerz, mit 42,38 *Pb*, 12,98 *Cu*, 24,98 *Sb*, 19,66 *S*; kein *Ag*, zuweilen *Fe*, *Mn* und *As*.

Krystallisiert rhombisch mit Annäherung an das Quadratische: $m = \infty P$ (110); $m/m = 93^\circ\, 40'$; dazu häufig die Abstumpfungen beider Kanten durch die Querfläche $a = \infty \bar{P}\infty$ (100) und die Längsfläche $b = \infty \breve{P}\infty$ (010), auf welche die beiden Domen $o = \bar{P}\infty$ (101) und $n = \breve{P}\infty$ (011) aufgesetzt sind; sowie die sehr ausgedehnte Basis $c = 0P$ (001) (Fig. 393). Eine andere Kombination ist in Fig. 394 dargestellt,

Fig. 393. Fig. 394. Fig. 395.

Fig. 396. Fig. 397.

in der das Prisma und die zwei Pinakoide *a* und *b* fehlen, dagegen über *o* noch das Doma $x = \frac{1}{2}\bar{P}\infty$ (102), sowie das Oktaeder $u = \frac{1}{2}P$ (112) als Abstumpfung der Kante n/o auftreten. $o/c = 136^\circ\, 17'$; $n/c = 138^\circ\, 6'$, daraus $a : b : c = 0{,}9379 : 1 : 0{,}8968$. Zwillinge nach *m* sehr häufig, wegen der annähernden Rechtwinkligkeit des Prismas oft von einfachen Krystallen schwer zu unterscheiden. Ein solcher aus zwei Individuen der Form Fig. 394 bestehend ist Fig. 395 abgebildet; hier sind beide Individuen aneinandergewachsen, zuweilen durchkreuzen

sie sich auch, ähnlich wie beim Staurolith. Nicht selten wiederholt sich die Zwillingsbildung und zwar entweder reihenförmig, dann sind in die großen Individuen des Zwillings Fig. 395 einzelne dünne Lamellen parallel mit der Zwillingsfläche zwillingsartig nach demselben Gesetz eingeschoben; oder die Verwachsung ist cyklisch, es entstehen dann radförmige Vierlinge, wie es Fig. 396 zeigt (Rädelerz). Auch Parallelverwachsungen mehrerer einfacher Individuen (Fig. 397) kommen vor. Die Krystalle sind stets als dicke Tafeln ausgebildet und kommen nur aufgewachsen vor. Meist derb.

Kein Blätterbruch, Bruch kleinmuschlig bis uneben; spröde ins Milde, H. = 2½—3. G. = 5,70—5,86. Bleigrau bis eisenschwarz, graulich-schwarzer Strich, metallglänzend, undurchsichtig. V. d. L. leicht schmelzbar zu einer schwarzen Kugel; gibt weiße Dämpfe und hinterläßt schließlich eine *Cu*-reiche Schlacke. In HNO_3 teilweise löslich; mit Ammoniak blaue Flüssigkeit. Die Krystalle und derben Massen des Minerals finden sich mit anderen Blei- und Kupfererzen auf Blei- und Antimonerzgängen. Horhausen (Kr. Altenkirchen); Neudorf, Wolfsberg und Clausthal im Harz; Bräunsdorf im Erzgebirge; Kapnik in Ungarn, vielfach Zwillinge und parallelverwachsene Krystalle (Rädelerz); Nagyag in Siebenbürgen; Waldenstein, Olsa und Wölch in Kärnten (hier zersetzt, Wölchit); Přibram in Böhmen, Cornwall, Pontgibeaud in Frankreich, Mexiko, Bolivia, Chile, Peru etc. Wird zuweilen auf *Pb* und *Cu* verhüttet.

(Zirkel, Sitzgsber. Wiener Ak. Bd. 45, 1862, pag. 431; Hessenberg, Min. Notizen (3); v. Kokscharow, Materialien, Bd. VIII, 1878, 123; Miers, Min. Mag. VI, 1884, pag. 59; Termier, Bull. soc. min. XX, 1897, pag. 1; Gonnard, ibid. pag. 312.)

Nadelerz (Belonit, Patrinit, Aikinit). $2PbS . Cu_2S . Bi_2S = PbCuBiS_3$, ähnlich dem Bournonit. Schwärzlich bleigraue Haare und Nadeln ohne deutliche Endbegrenzung, häufig gelb angelaufen. Im weißen Goldquarz von Beresowsk im Ural, auch im Staate Georgia. Es ist vielfach verwittert und der Quarz in der Umgebung daher nicht selten durch Malachit grün gefärbt.

Wittichenit (Kupferwismutglanz z. T., Wismutkupferblende). $3Cu_2S . Bi_2S_3$. Rhombische Kryställchen selten, meist derb, feinkörnig. Bleigrau, rötlich anlaufend. Im Schwerspat bei Wittichen im Schwarzwald.

Seligmannit hat sehr nahe die Krystallform des Bournonit (siehe oben) und das Aussehen des Skleroklas, den er im Dolomit des Binnentals nebst mehreren anderen Sulfarseniten begleitet. Es ist daher zu vermuten, daß er das dem B. entsprechende Sulfarsenit darstellt. Wegen größter Seltenheit ist noch keine vollständige Analyse gemacht worden.

Vielleicht gar keine homogenen Substanzen sind die nur derb und unvollständig bekannten:

Embrithit und *Plumbostib*, grau, metallisch. $3PbS . Sb_2S_3$. Nertschinsk.

Guitermanit. $3PbS . As_2S_3$. Kalifornien.

Lillianit. $3PbS . Bi_2S_3$ mit etwas *Ag*. Grau. Lillian Mine bei Leadville, Colorado. Vena, Schweden, mit etwas *Sb*, aber *Ag*-frei.

Sulvanit. Soll $3Cu_2S \,.\, V_2S_5$ oder $4Cu_2S \,.\, V_2S_5$ sein. Derb, metallisch, bronzegelb, Strich schwarz. G. = 4 ca. H. = 3. In einiger Menge auf der Burra-Burra-Grube in Südaustralien.

Isodimorphe Reihe der Rotgültigerze (Silberblenden).

a) Rhomboedrisch-hemimorphe Reihe des Rotgültigerzes.

		$a : c$
Dunkles Rotgültigerz:	$3Ag_2S \,.\, Sb_2S_3 \,.\, R/R = 108^\circ\ 42'$ (E. K.);	$1 : 0{,}7892.$
Lichtes Rotgültigerz:	$3Ag_2S \,.\, As_2S_3 \,.\, R/R = 107^\circ\ 50'$ (E. K.);	$1 : 0{,}8038.$

Beide Verbindungen meist für sich, größere Mengen isomorpher Beimischungen kommen kaum vor. Die Rhomboederwinkel stehen denen des Kalkspats sehr nahe.

Chemisch genau mit den Rotgültigerzen übereinstimmend ist die

b) Monokline Reihe der Feuerblende.

	$a : b : c$	β
Feuerblende: $3Ag_2S \,.\, Sb_2S_3$;	$1{,}9465 : 1 : 1{,}0973$;	90° ca.
Xanthokon: $3Ag_2S \,.\, As_2S_3$;	$1{,}9187 : 1 : 1{,}0152$;	$91^\circ\ 13'$.
Stylotyp: $3(Cu_2, Ag_2, Fe, Zn)S \,.\, (Sb, As, Bi)_2S_3$;	$1{,}9202 : 1 : 1{,}0355$;	90° ca.

Dunkles Rotgültigerz (Antimonsilberblende, Pyrargyrit).

Ag_3SbS_3: 59,78 Ag, 22,51 Sb, 17,71 S; oft ein wenig As. Vielfach sehr schöne, stets aufgewachsene, langprismenförmige oder auch skalenoedrische Krystalle der rhomboedrisch-hemimorphen Klasse. Besonders häufig ist das zweite Prisma: $n = \infty P2$ $(11\bar{2}0)$, das nie fehlt und fast stets herrscht; seltener das erste Prisma $k = \infty R$ $(10\bar{1}0)$, von dem aber infolge des Hemimorphismus nur die abwechselnden Flächen auftreten, die abwechselnden Kanten von n abstumpfend und

Fig. 398. Fig. 399. Fig. 400.

Prismen von gleichseitig dreieckigem Querschnitt bildend (vergl. Turmalin und (128)). Die Basis $c = 0P$ (0001) ist nicht häufig, tritt aber doch zuweilen als einzige Endbegrenzung der Prismen auf, dann meist rauh. Die gewöhnlich vorkommenden Endflächen sind Rhomboeder und Skalenoeder; das Hauptrhomboeder $P = R$ $(10\bar{1}1)$ ist nicht selten, doch fehlt es auch vielfach; es ist an den Enden der Prismen zuweilen allein vorhanden, ebenso das nächste stumpfere $s = -\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$ (Fig. 399). Häufiger stumpft aber s die Endkanten von P ab; ebenso häufig werden die Kanten Ps durch die Flächen des Skalenoeders $l = \frac{1}{2}R3$ $(21\bar{3}4)$ und die Kanten P/n durch die des Skalenoeders $h = R3$ $(21\bar{3}1)$

abgestumpft, so daß die Kombination Fig. 398 (auf die Basis projiziert) entsteht. In der Richtung der Kanten *P*/*n* (oder *h*/*n*) sind die Prismaflächen *n* meist deutlich gestreift, aber, der Hemimorphie entsprechend, gegen beide Enden verschieden. Oft treten noch weitere Rhomboeder und Skalenoeder hinzu, so daß sehr komplizierte und flächenreiche Gestalten entstehen. Die letzterwähnte Kombination (Fig. 398) ist wieder verschieden, je nachdem die steilen Flächen von *h* vorherrschen oder nicht; im ersteren Falle entstehen Krystalle mit spitzer Endigung, an denen die Endecken von *h* nur wenig durch die Flächen *P*, *z* und *l* modifiziert werden, im anderen haben die Krystalle stumpfe Endigungen; fast bei allen spitz zulaufenden Krystallen ist das Skalenoeder *h* die am Ende herrschende Form. Da die Krystalle fast immer mit einem Ende aufsitzen, so ist die verschiedene Ausbildung beider Pole sehr selten zu sehen. Zuweilen erfolgt das Anwachsen mit einer Stelle des Prismas, dann treten zweiseitig begrenzte Formen, manchmal wie in Fig. 400 auf, an denen außer den schon genannten Flächen noch: $t = \frac{1}{4}R5$ $(32\bar{5}7)$ und $p = R5$ $(32\bar{5}1)$ und am anderen Ende das spitze Sklalenoeder $F = R\frac{5}{3}$ $(41\bar{5}3)$ ausgebildet sind. Es ist möglich, daß die einseitig begrenzten Krystalle mit spitzer Endung stets den einen, die mit stumpfen Flächen den anderen Pol eines vollständigen Individuums darstellen.

Zwillinge sind nicht selten. Solche mit parallelen Achsen (Ergänzungszwillinge) häufig; beide Individuen stoßen mit zwei gleichen Polen zusammen und die beiden anderen gleichen Pole bilden die Endungen, so daß der Hemimorphismus scheinbar verschwindet. Eine deutliche Rinne längs der Zwillingsgrenze quer zu den Kanten über die Prismenflächen weg läßt die Bildung erkennen. Zwillinge mit geneigten Achsen besonders nach dem Gesetz: Zw. Fl. eine Fläche von $\frac{1}{4}R$ $(10\bar{1}4)$ (zweites stumpferes Rhomboeder, dessen Flächen die E. K. des nächsten stumpferen *z* gerade abstumpfen). Zwei Individuen sind so verwachsen, daß zwei Endkanten und ebenso je zwei Flächen von *z* zusammenfallen, wenn *z* die Endbegrenzung bildet, so daß also eine Abstumpfung dieser gemeinsamen Kante *z*/*z* ununterbrochen durch beide Individuen hindurchgeht; dies ist eben eine Fläche von $\frac{1}{4}R$. Zuweilen ist an jeder Endkante eines Individuums ein anderes angewachsen, so daß Vierlinge entstehen. Die Verwachsungsflächen sind auf der gemeinsamen Endkante *z*/*z*, also auch auf der diese abstumpfenden gemeinsamen Zwillingsfläche $\frac{1}{4}R$ senkrecht; die Hauptachsen benachbarter Individuen machen 26° 7′ (Fig. 399). Zwillinge nach anderen Gesetzen sind seltener.

Bl. Br. parallel *P* ziemlich deutlich; Bruch uneben bis splittrig; mild ins Spröde. H. = 2—2½, G. = 5,75—5,85, die niederen Zahlen, wenn *As*-haltig. Dunkelcochenillerot ins Bleigraue, Strich hellrot,

metallischer Diamantglanz; rot durchscheinend bis undurchsichtig, selten durchsichtig. — D. Br., $\omega = 3{,}084$, $\varepsilon = 2{,}881$ (*Li*), also außerordentlich starke Licht- und Doppelbrechung.

Zerknistert im Kolben, schmilzt leicht und gibt dann ein rotes Sublimat von Sb_2S_3. V. d. L. auf Kohle *Sb*-Rauch und -Beschlag und ein *Ag*-Korn. In HNO_3 schwarz werdend und dann z. T. aufgelöst; auch in Kalilauge teilweise löslich.

Die Krystalle und derben Massen, auch dünne Anflüge und dendritische Bildungen, finden sich nur auf Gängen, zuweilen in erheblichen Mengen, mit anderen Silbermineralien und meist Kalkspat. Das Rotgültigerz ist eines der wichtigsten Silbererze. Andreasberg im Harz. Grube Gonderbach bei Laasphe in Westphalen, vielfach im Erzgebirge (Freiberg, Johanngeorgenstadt etc.); Přibram in Böhmen; Schemnitz und Kremnitz in Ungarn; Kongsberg in Norwegen; auf allen Silbererzlagerstätten des westlichen Nord- und Süd-Amerika, so namentlich z. B. in Nevada und Idaho, bei Zacatecas und Guanajuato und vielen anderen Orten in Mexiko, bei Chanarcillo in Chile etc.

Lichtes Rotgültigerz (Arsensilberblende, Proustit).

Ag_3AsS_3: 65,46 *Ag*, 15,15 *As* 19,39 *S*, meist eine kleine Menge *Sb*. Krystallographisch vom vorigen nicht wesentlich verschieden, nur etwas andere Winkel und meist die Krystalle flächenärmer. Die Basis scheint ganz zu fehlen und die Formen sind weit häufiger skalenoedrisch, als beim dunkeln R. Die Zwillingsbildung und die Spaltbarkeit sind wie dort, aber Hemimorphie ist noch nicht deutlich beobachtet.

H. = 2—2½. G. = 5,5—5,6, wenn *Sb*-haltig bis 5,64. Farbe lichter als bei dem Antimonrotgültigerz, hellcochenillerot; Strich morgenrot; durchscheinend oder durchsichtig. — D. Br., $\omega = 2{,}9789$, $\varepsilon = 2{,}7113$ (*Li*). In HNO_3 und Kalilauge teilweise löslich; in der Hitze wie das dunkle *R.*, gibt aber *As*-Rauch und -Geruch. Vorkommen wie dort, aber im allgemeinen seltener, und daher als Erz weniger wichtig. Auch in der Hauptsache an den gleichen Fundorten: Freiberg, Chalanches im Dauphiné (Frankreich); westl. Unionsstaaten (Nevada); Chanarcillo in Chile, Peru, Mexiko etc. An einigen Orten findet sich aber Proustit auch ohne größere Mengen von Pyrargyrit (Wittichen im Schwarzwald, Markirch in den Vogesen, Joachimsthal, Annaberg, Marienberg im Erzgebirge). Nicht in Andreasberg (das hier vorkommende „Lichte Rotgültigerz" ist gleichwohl Antimonrotgültigerz), auch nicht auf Grube Gonderbach etc.

Beide Erze sind zuweilen in *Ag* verwandelt, bilden auch Pseudomorphosen nach Silberglanz.

(Miers, Zeitschr. f. Kryst. XV, 1889, 129; Schuster, ibid. XII, 1886, pag. 117; Qu. Sella, Quadro delle forme cristalline dell' Argento rosso, Abh. Turin. Ak. 1856; Streng, N. Jahrb. f. Min. 1878; Rethwisch, N. Jahrb. f. Min. IV, Beil.-Bd. pag. 31.)

Dieselbe Zusammensetzung wie das dunkle Rotgültigerz, also $3Ag_2S . Sb_2S_3$, welche Substanz danach dimorph wäre, hat die in kleinen dünnen pommeranzengelben bis rötlichbraunen monoklinen Täfelchen vorkommende *Feuerblende* (Pyrostilpnit) von Andreasberg; dasselbe Mineral findet sich auch bei Freiberg, Příbram, Felsöbanya, Chanarcillo. G. = 4,2—4,3; H. = 2.

Damit isomorph und von der Zusammensetzung des Proustits ist der *Xanthokon* (Rittingerit). $3Ag_2S . As_2S_3$. Monokline Kryställchen, anscheinend rhomboedrische Täfelchen, ähnlich denen der Feuerblende. H. = 2½. G. = 5,54. Pommeranzengelb bis rot, durchscheinend. Begleitet als Seltenheit das Arsenrotgültigerz: Freiberg, Joachimsthal, Kupferberg in Schlesien, Markirch, Felsöbanya, Chanarcillo etc.

(Miers, Min. Mag. X, 1891, pag. 1.)

Stylotyp. $3(Cu_2, Ag_2, Fe, Zn) S . (Sb, As, Bi)_2 S_3$ mit 8,3 *Ag*, zuweilen undeutliche Krystalle, welche Winkel ähnlich denen der Feuerblende und des Xanthokon erkennen lassen. G. = 4,77—5,18. Meist derb, körnig; metallisch, eisenschwarz, von Copiapo in Chile und von der Grube Caudalosa in Peru. Von derselben Zusammensetzung scheint auch der *Falkenhaynit* von Joachimsthal im böhmischen Erzgebirge zu sein.

Noch sehr wenig bekannt sind die stahlgrauen derben Aggregate des *Tapalpit* (Tellurwismutsilber) von der Sierra de Tapalpa in Mexiko, dem man die Formel: $3Ag_2 (S, Te) . Bi_2 (S, Te)_3$ gegeben hat.

Verbindungen $4MS . R_2S_3 = M_4R_2S_7$.

Isomorphe Reihe des Fahlerzes.

Regulär-tetraedrisch, daher auch *Tetraedrit* genannt.

Fahlerz (Tetraedrit).

In der Formel: $4MS . R_2S_3$ ist *R* entweder nur *Sb* (*Antimonfahlerz*) oder nur *As* (*Arsenfahlerz* = *Tennantit*) oder *As* und *Sb* nebeneinander in isomorpher Vertretung (*Mischfahlerz*); ein kleiner *Bi*-Gehalt (bis 6% Bi_2S_3), ist nicht häufig (Wismutfahlerz), z. B. Bulach im Schwarzwald, sowie der *Rionit* pag. 501. Den Metallen *M* fehlt *Cu* nie (15 bis 53%); daneben finden sich *Ag* (bis 31% im Silberfahlerz), aber nur in reinen Antimonfahlerzen ohne *As*; ferner *Fe* und *Zn* (je bis 9%); und in einigen kein oder wenig *As* enthaltenden Fahlerzen auch *Hg* (bis 18% im Quecksilberfahlerz), sowie geringe Mengen von *Co* und *Ni*. *Pb* fehlt durchgängig. Ein Antimonfahlerz hätte danach im allgemeinen die Formel: $4(Cu_2, Ag_2, Fe, Zn, Hg) S . Sb_2S_3$, wobei aber *Ag*, *Zn* und besonders *Hg* auch fehlen können, während *Cu* und *Fe* stets vorhanden sind. Ähnlich wäre die Formel des Arsenfahlerzes und der Mischfahlerze, bei denen aber stets *Ag* und in der Hauptsache auch *Hg* fehlt; *Ag* und *As* sind in Fahlerzen niemals nebeneinander. Bei größerem *Ag*-Gehalt pflegt weniger *Cu*, und bei größerem *Zn*-Gehalt weniger *Fe* vorhanden zu sein und umgekehrt, so daß sich *Cu* und *Ag* einerseits und *Zn* und *Fe* andererseits isomorph zu vertreten scheinen. Übrigens führen keineswegs alle Fahlerzanalysen auf die obige Formel, zuweilen finden

sogar recht erhebliche Abweichungen statt, so daß neuerer Zeit für das reine Kupferfahlerz die Formel $Cu_3SbS_3 = 3Cu_2S \,.\, Sb_2S_3$, resp. $Cu_3AsS_3 = 3CuS \,.\, As_2S_3$ angenommen wird. Hierzu würde bei Anwesenheit zweiwertiger Metalle noch das Glied: $n\,(6RS \,.\, Sb_2S_3)$, resp. $n\,(6RS \,.\, As_2S_3)$ treten, in dem $n < 1$ und zwar $= \frac{1}{2}$ bis $\frac{1}{10}$, meist $\frac{1}{3}$ ist. Jedenfalls kann die Zusammensetzung des Fahlerzes noch nicht als nach allen Seiten aufgeklärt betrachtet werden, was z. T. in der schwierigen Analyse des kompliziert zusammengesetzten Minerals, z. T. wohl auch in Verunreinigungen des Materials, die man in der undurchsichtigen Substanz nur schwer erkennt, begründet ist.

Schöne Krystalle, stets aufgewachsen, sind häufig; sie sind entweder vorwiegend tetraedrisch oder auch wohl granatoedrisch. Im letzteren Falle (Tennantit und Quecksilberfahlerz) sind es Granatoeder, deren abwechselnde dreikantige Ecken durch die Flächen eines Tetraeders abgestumpft sind (Fig. 405). Im ersteren Falle herrscht meist entweder das Tetraeder $o = +\frac{O}{2}$ (111) oder das Pyramidentetraeder $l = +\frac{2O2}{2}$ (211). Die langen Kanten beider Körper sind durch Würfelflächen h abgestumpft, die aber immer klein und schmal sind (Fig. 401, vergl. Fig. 127). Beide genannte Körper: $\frac{O}{2}$ und $\frac{2O2}{2}$ sind häufig in Kombination (Fig. 131), oder das Tetraeder mit dem Granatoeder $d = \infty O$ (110) (Fig. 129), wozu nicht selten noch der Würfel h tritt (Fig. 401). Auch mit dem Pyramidentetraeder l ist das Granatoeder

Fig. 401. Fig. 402. Fig. 403.

Fig. 404. Fig. 405. Fig. 406.

d kombiniert und außerdem sind die Pyramidenkanten von l nicht selten durch die Flächen n des Deltoiddodekaeders derselben Stellung:

$\frac{\frac{3}{2}O}{2}$ (332) abgestumpft (Fig. 402). Eine kompliziertere Kombination gibt Fig. 403, wo außer *o*, *d*, *h*, *l* noch das negative Pyramidentetraeder: $r = -\frac{2O2}{2}$ $(2\bar{2}1)$ und der Pyramidenwürfel $x = \infty O3$ (310) ausgebildet sind. Auch Hexakistetraeder kommen vor, z. B. $s = \frac{3O\frac{3}{2}}{2}$ (321), die Kante *d*/*l* abstumpfend (Fig. 404) und andere. Die Ecken von $\frac{O}{2}$ oder die diesen entsprechenden werden nicht selten durch die meist rauhen Flächen des Gegentetraeders: $-\frac{O}{2}$ $(1\bar{1}1)$ abgestumpft. Auch Zwillinge finden sich nach einer Tetraederfläche *o*, die Individuen teils aneinander, teils durcheinander gewachsen (Fg. 406); als Seltenheit Ergänzungszwillinge, ähnlich Fig. 273, wo die Tetraederkanten beider Individuen sich rechtwinklig kreuzen und wo meist kleine Ecken des einen aus den Flächen des anderen Individuums nasenartig herausragen.

Bl. Br. fehlen, Bruch kleinmuschlig bis uneben; spröde. H. = 3—4, G. = 4,4—5,4, je nach der Zusammensetzung. Metallglanz meist sehr stark, besonders auf Bruchflächen, die Oberflächen der Krystalle häufig matt angelaufen. Stahlgrau bis eisenschwarz, Strich schwarz, bei den *Zn*-reichen und den Arsenfahlerzen braun bis kirschrot. Im Kolben geben alle F. ein gelbes oder rotes Sublimat; auf Kohle unter Entwicklung von *Sb*-Rauch, ev. *As*-Geruch, leicht zu einer grauen, zuweilen magnetischen Kugel schmelzbar. Von HNO_3 und Kalilauge zersetzt. Im Speziellen ist das Verhalten von der jeweiligen Zusammensetzung abhängig.

Außer in aufgewachsenen Krystallen finden sich die Fahlerze häufig mit anderen *Cu*-Erzen (Kupferkies, Bournonit), auch Bleiglanz und Blende etc. in zuweilen sehr bedeutenden derben, körnigen Massen, vorzugsweise auf Gängen, seltener in Gesteinen, z. B. im Gneiß eingewachsen als Imprägnation, auch im Kupferschiefer des Mansfeldschen etc. Ist ein wichtiges *Cu*-, auch *Ag*-Erz; etwas *Hg* wird wohl ebenfalls daraus gewonnen.

Man unterscheidet innerhalb der Gruppe der Fahlerze, deren Glieder chemisch ziemlich allmählich ineinander übergehen, gleichwohl einige besondere Spezies, die aber nicht scharf auseinander gehalten werden können:

Kupferfahlerz (Tetraedrit, dunkles Fahlerz, Schwarzerz). Das gewöhnlichste F.; *Cu* neben *Fe* und *Zn*, aber kein oder wenig *Ag*. Die Krystalle sind tetraedrisch. Meist allein oder vorwiegend *Sb*, nur wenig *As* enthaltend. Dunkelstahlgrau bis eisenschwarz, mit

schwarzem, nur bei *Zn*-reichen ins Braune gehendem Strich. H. = 3—4. G. = 4½—5. Ein sehr verbreitetes Erz: Clausthal im Harz (hier die Krystalle zuweilen mit einer dünnen Schicht Kupferkies bedeckt; Neudorf im Harz; Müsen im Siegenschen; Nassau (Dillenburg); Horhausen, Kr. Altenkirchen (Rheinprovinz); im Schwarzwald; Kahl im Spessart; Kamsdorf in Thüringen; im Erzgebirge an vielen Orten, Přibram in Böhmen, Brixlegg in Tirol; Kapnik in Siebenbürgen; Cornwall, Nordamerika, Mexiko, Chile etc. Ein 7% *Zn* und 4% *As* enthaltendes Kupferfahlerz ist wohl der sog. *Fieldit* von Coquimbo in Chile. 6½% *Zn* enthält das Antimonfahlerz vom Berge Botes in Ungarn.

Silberfahlerz (Freibergit, Graugültigerz, dunkles oder krystallisiertes Weißgültigerz, Polytelit z. T.) mit einem bis 31% steigenden *Ag*-Gehalt; nur *Sb*, kein *As*. G. = 4,8—5,0. Farbe und Strich wie beim Kupferfahlerz. Weniger verbreitet wie dieses, aber mit ihm vielfach zusammen: Wolfach im Schwarzwald, Clausthal und Neudorf im Harz, bes. wichtig im Erzgebirge bei Bräunsdorf, Freiberg etc., in Nevada etc. Hierher gehört wohl auch der 3% *Ag* enthaltende derbe *Aphthonit* von Wermland in Schweden.

Quecksilberfahlerz (Spaniolit, Schwatzit). Bis 18% *Hg*; teils reine *Sb*-, teils Mischfahlerze. Krystalle z. T. granatoedrisch. G. = 5,0—5,6. Geben mit Soda im Kolben ein Sublimat von *Hg*. Wenig verbreitet auf Gängen: Moschellandsberg in der Pfalz mit Zinnober, Schwatz in Tirol, Igló, Kotterbach und Poratsch in Ungarn.

Arsenfahlerz (Tennantit, lichtes Fahlerz). $4(Cu_2, Fe, Zn)S . As_2S_3$. Wenig verbreitet; stets *Ag*- und *Hg*-frei. Die Krystalle zuweilen granatoedrisch. Farbe wie oben, aber gewöhnlich etwas lichter; Strich braun bis kirschrot, doch auch schwarz. G. = 4,4—4,9. Redruth in Cornwall, besonders *Cu*-reich (Tennantit); Skutterud in Norwegen, Saszka im Banat, Rudelstadt in Schlesien (*Julianit*, ein fast reines *Cu*-Fahlerz). Eine sehr *Zn*-reiche (8,89% *Zn*) Varietät von Freiberg ist *Kupferblende* genannt worden. Etwas *Sb*-haltig, also ein Mischfahlerz, ist der *Sandbergerit* von Morococha in Peru mit 7% *Zn*. Hierher gehören wohl auch die derben, äußerlich durchaus fahlerzähnlichen *Annivit* und *Studerit* vom Anniviersthal in Wallis, für die man allerdings auch die Formel: $3Cu_2S . As_2S_3$ mit etwas *Fe*, *Zn*, *Sb* und *Bi* aufgestellt hat. Dorther stammt auch der *Rionit*, wahrscheinlich ein Fahlerz mit 13% *Bi* neben 11% *As*. Zum Arsenfahlerz gehört auch der schön tetraedrisch krystallisierte *Binnit* aus dem Dolomit des Binnentals in Wallis.

Die Fahlerze verwittern wie andere ähnliche Erze und geben verschiedene Umwandlungsprodukte, bes. häufig Malachit; auch in Bournonit ist das Fahlerz zuweilen verwandelt (Kapnik). Mit Kupfer-

kies zuweilen regelmäßig verwachsen, so daß die Achsen in beiden dieselbe Richtung haben, so auch bei dem dünnen Kupferkiesüberzug der Krystalle von Clausthal, Wolfach und Cornwall.

(Sadebeck, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1872, pag. 437; Trechmann, Min. mag. X, 1894, 220 (Binnit); Zimanyi, Zeitschr. f. Kryst. 34, 1901, pag. 78; Prior und Spencer, Min. Mag. Bd. 12, 1899, pag. 193.)

Weißgültigerz (helles oder lichtes W., Polytelit z. T., Leukargyrit).

$4RS . Sb_2S_3$; $R = Pb$ (38,36), *Ag* (5,78); *Zn, Fe, Cu* nur in Spuren. Feinkörniges, nie deutlich krystallisiertes, hellgraues bis silberweißes Erz, eingewachsen im Bleiglanz. Mild. G. = 5,4. Ein nicht unwichtiges *Ag*-Erz der Freiberger Gruben. Ist vielleicht ein Gemenge.

Jordanit. $4PbS . As_2S_3$. Monokline, kleine, scheinbar rhombische Krystalle mit vielen Pyramiden, dicktafelig nach der Basis; vielfach Zwillinge. Dunkelbleigrau, sehr ähnlich dem Binnit und Dufrénoysit, mit denen er im Dolomit des Binnentals vorkommt; er hat einen deutlichen Bl. Br. nach der Längsfläche und schwarzen Strich. Auch bei Nagyag in Siebenbürgen. (Baumhauer, Sitzgsber. Berl. Akad. 1900, pag. 577; Solly, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 35, 1901, pag. 321.)

Meneghinit. $4PbS . Sb_2S_3$. Rhombisch oder monoklin, mit dem vorigen wahrscheinlich isomorph. Bleigraue Nadeln auf dichtem und fasrigem M., ähnlich dem Antimonglanz. Bottino in Toskana, Schwarzenberg in Sachsen, Goldkronach. (A. Schmidt, Zeitschr. f. Kryst. VIII, 613; Hintze ibid. IX, 291.)

Verbindungen $5MS . R_2S_3 = M_5R_2S_8$.

Geokronit. $5PbS . Sb_2S_3$ mit etwas *As* und *Cu*. Rhombisch, aber meist dicht. G. = 6,4—6,5. Hellblaugrau, dunkler angelaufen; Sala in Schweden etc. Dasselbe ist der *Kilbrickenit* von Kilbricken in Ireland, für den man früher die Formel: $6PbS . Sb_2S_3$ aufstellte. Der Geokronit ist vielleicht isomorph mit:

Sprödglaserz (Stephanit, Melanglanz, Schwarzgültigerz).

$5Ag_2S . Sb_2S_3$; 68,4 *Ag*, 15,4 *Sb* und 16,2 *S*, etwas *As, Cu, Fe*. Rhombische Krystalle, hemimorph; $a : b : c = 0,6291 : 1 : 0,6851$. ∞P (110), 115° 39'; $\infty \breve{P}\infty$ (010); $0P$ (001); P (111); $2\breve{P}\infty$ (021), 72° 15' (oben), sind zuweilen kombiniert, ähnliche dicktaflige, Formen wie beim Kupferglanz (Fig. 320) bildend, nicht selten prismatisch stark verlängert. Auch Zwillinge und noch häufiger Drillinge nach ∞P. Bruch kleinmuschlig bis uneben; mild (aber spröder als Silberglanz oder Glaserz, dem er sonst sehr ähnlich sieht; daher der Name: Sprödglaserz). H. = 2—2½. G. = 6,2—6,3. Eisenschwarz, schwacher Metallglanz. V. d. L. dekrepitiert er, schmilzt leicht und gibt ein *Ag*-Korn. Findet sich als wichtiges und verbreitetes Silbererz in Krystallen und derben Massen, auch pseudomorph nach *Ag*, zusammen mit Silber, Silberglanz, Rotgültigerz u. a. Silbererzen auf den Silbererzlagerstätten im Harz (Andreasberg); im Erzgebirge (Freiberg, Joachimsthal); bei Příbram

in Böhmen; in Ungarn bei Kremnitz und Schemnitz (sog. Röschgewächs, im Gegensatz zu dem Weichgewächs, dem geschmeidigen Silberglanz); bei Kongsberg; Sarrabus in Sardinien; im westlichen Teil von Amerika, besonders im Comstockgang in Nevada in Masse; bei Zacatecas in Mexiko, in Peru, Chile etc.

(Vrba, Zeitschr. f. Kryst. V, 1881, pag. 417 und 435 und XIV, 1890, pag. 79; Morton, ibid. Bd. IX, 1884, pag. 238; Miers, Min. Mag. IX, 1889, pag. 1; G. D'Achiardi, Atti soc. tosc. Pisa Bd. 18, 1901.)

Verbindungen $6MS \,.\, R_2S_3 = M_6R_2S_9$ *und basischere.*

Beegerit. $6PbS \,.\, Bi_2S_3$ mit etwas *Cu*; reguläre, würflig-blättrige, graue Kryställchen und Aggregate von Colorado.

Polybasit (Eugenglanz).

$9(Ag_2, Cu_2)S;\ (Sb, As)_2S_3$; 64,3—72,4 *Ag*, 3,0—9,9 *Cu*. 16—17 *S* und bis 11 *Sb*. Rhombische, vielleicht monokline, scheinbar hexagonale Tafeln nach der Basis; zuweilen sehr dünn; auch derb. Eisenschwarz mit schwarzem Strich; halbmetallisch, sehr dünne Plättchen rot durchsichtig. H. = 2—2½, G. = 6,0—6,25. V. d. L. dekrepitierend und sehr leicht schmelzbar. Gibt ein *Ag*-Korn. Seltener, als Silberglanz, Sprödglaserz und Rotgültigerz, aber immer noch ein nicht unwichtiges Silbererz; mit den genannten zusammen vorkommend. Erzgebirge (Freiberg, Marienberg, Joachimsthal), Přibram, Schemnitz, Westamerika im Süden und Norden.

Pearcit. $9Ag_2S \,.\, As_2S_3$, ist ein Arsenpolybasit: Colorado, Montana, auch Schemnitz.

Polyargyrit. $12Ag_2S \,.\, Sb_2S_3$; dunkelbleigraue, reguläre Kryställchen von Wolfach im Schwarzwald, mit würfliger Spaltbarkeit.

Verbindungen von R_2S_5.

Gruppe des Enargit.

Enargit: $3Cu_2S \,.\, As_2S_5$. Rhombisch: $a:b:c = 0{,}8711:1:0{,}8248$.
Luzonit: $3Cu_2S \,.\, As_2S_5$. Krystallform unbekannt.
Antimonluzonit: $3Cu_2S \,.\, (Sb, As)_2S_5$. Krystallform unbekannt.
Famatinit: $3Cu_2S \,.\, Sb_2S_5$. Krystallform ebenfalls unbekannt; physikalisch ähnlich dem Luzonit, beide daher wohl isomorph; Enargit und Luzonit heteromorph und die Arsenverbindung dimorph.

Enargit.

$3Cu_2S \,.\, As_2S_5$. 48,60 *Cu*, wenig *Fe*, *Zn* und *Sb*. Rhombische Krystalle, nicht häufig; ∞P (110), 97° 53′, mit grober Längsstreifung, vollkommen spaltbar; die 3 Pinakoide: $0P$ (001), $\infty \breve{P}\infty$ (010), $\infty \bar{P}\infty$ (100) sind nicht selten kombiniert, daneben $\breve{P}\infty$ (011), 100° 58′ oben; auch Penetrationszwillinge nach $\infty \breve{P}\frac{3}{2}$ (320). Spröde, H. = 3. G. =

4,36—4,47. Stahlgrau bis eisenschwarz mit schwarzem Strich; unvollkommener Metallglanz. Schmilzt leicht und gibt im Kolben etwas S; durch Kalilauge zersetzt. In Menge, vorwiegend in körnigen und fasrigen, auch dichten Aggregaten, mit Fahlerz und Kupferkies als wichtiges Kupfererz bei Morococha in Peru und an zahlreichen anderen Punkten der Kordilleren, z. B. mit Famatinit zusammen in der Sierra Famatina in Argentinien, auf Gängen im Tonschiefer; auf der Insel Luzon bei Mancayan in einem Gang im Trachyt; ebenso weiter nördlich in den Kordilleren durch Mexiko bis nach Kalifornien; spärlich in Europa, bei Parad in Ungarn und bei Brixlegg in Tirol.

(Spencer, Min. mag. Bd. 11, 1895, pag. 69.)

Wohl dasselbe ist das *Clarit* genannte Mineral von der Grube Clara in der Schapbach im Schwarzwald, das büschelförmig gruppierte, nach einer Richtung vollkommen spaltbare, für monoklin gehaltene bleigraue Krystallnadeln im Schwerspat bildet. G. = 4,46. H. = $3^1/_2$.

Luzonit. Zusammensetzung wie bei Enargit, aber nur derb, feinkörnig, ohne Spur von Spaltbarkeit, vielleicht monoklin; ebenfalls metallglänzend, aber rötlichgrau mit schwarzem Strich. H. = 3. G. = 4,42. Danach sicher etwas anderes als Enargit, und die Verbindung $3Cu_2S.As_2S_5$ dimorph. Mit Enargit auf Luzon und mit diesem und Famatinit in der Sierra de Famatina in Argentinien.

Antimonluzonit (Stibioluzonit), $3Cu_2S.(Sb, As)_2S_5$, derb, rötlich, ohne Spaltbarkeit, von der Grube Caudalosa in Peru mit Stylotyp. Bildet den Übergang zum

Famatinit. $3Cu_2S.Sb_2S_5$, entsprechend dem Enargit und Luzonit. Wahrscheinlich nicht isomorph mit Enargit, sondern mit Luzonit, dem er in der rötlichgrauen Farbe und bei dem Mangel an Spaltbarkeit viel mehr gleicht, als dem ersteren. Er enthält vielfach etwas As (bis zu $9^0/_0$, z. B. der von Cerro de Pasco in Peru). G. = 4,57. Mit Enargit etc. in der Sierra de Famatina in Argentinien; spärlicher als Enargit. Krystallform noch ganz unbekannt; nur derb.

Epiboulangerit. $3PbS.Sb_2S_5$, entsprechend dem Famatinit. Früher für Antimonglanz gehalten, dem er sehr ähnlich ist, auch in der Spaltbarkeit nach einer Richtung. Feine Nadeln und Körnchen im Braunspat eingewachsen; Altenberg in Sachsen.

Epigenit. $4Cu_2S.3FeS.As_2S_5$. Kurzsäulige rhombische Kryställchen, stahlgrau mit schwarzem Strich, schwach metallglänzend, auf Schwerspat. Wittichen im Schwarzwald.

IV. Klasse.

Oxyde.

a) Wasserfreie Oxyde.

Oxyde R_2O.

Wasser.

H_2O; das natürlich vorkommende Wasser ist wohl nie chemisch rein, stets durch aufgelöste Substanzen verunreinigt. Weich heißt es, wenn wenig Salze, hart, wenn viel Salze, namentlich größere Mengen von Gips darin aufgelöst sind. $NaCl$-haltiges Wasser nennt man Soole; hierher gehört auch das Meerwasser, das bis gegen 5 % feste Bestandteile, hauptsächlich $NaCl$ enthält; ebenso auch das Wasser mancher abflußloser Seen, z. B. des Toten Meers, das mit $NaCl$ beinahe gesättigt ist. Im allgemeinen nennt man Wasser mit erheblichen Mengen von gelösten festen Bestandteilen Mineralwasser; diese sind außer $NaCl$ nementlich $MgSO_4$, Na_2SO_4, Na_2CO_3, $FeCO_3$ etc. meist eines oder das andere vorwiegend, und danach wird das Wasser benannt; Bitterwasser, Eisenwasser etc. Wasser mit CO_2 heißen Säuerlinge, solche mit $FeCO_3$ Eisensäuerlinge, mit Na_2CO_3 alkalische Säuerlinge etc.; Wasser mit H_2S heißt Schwefelwasser. Das Wasser ist flüssig, erstarrt bei 0° krystallinisch (hexagonal, siehe Eis), hat bei 4° seine größte Dichtigkeit: G. = 1 bei 760 mm Barometerstand. Dehnt sich beim Gefrieren stark aus, so daß es dabei Felsen sprengen kann; 1 Vol. Wasser von 0° gibt 1,0895 Vol. Eis. Siedet bei 100° C. Es ist farblos, in dicken Schichten blau, bei Verunreinigung mit geringen Mengen organischer Bestandteile braun oder grün; in großen Wasserbecken (Seen, Meeren etc.) hängt die Farbe aber auch von der Beschaffenheit des Grundes, der Art der Beleuchtung durch die Sonne etc. ab. $n = 1{,}3309$; 1,3336; 1,3442 für die Linien B, D, H des Spektrums. Das Vorkommen des W. ist ein ganz allgemeines, es ist das verbreitetste Mineral. Nach dem Vorkommen etc. unterscheidet man: Gebirgsfeuchtigkeit, dasjenige, welches die Gesteine in der Erdkruste durchtränkt, Quellwasser (wobei man kalte und warme Quellen (Thermen) zu unterscheiden hat), Fluß-, See-, Meerwasser etc.

Die Gebirgsfeuchtigkeit ist insofern von besonderer Wichtigkeit, als sie in der Hauptsache die hydrochemischen Mineralbildungs- und Umbildungsprozesse in der Erdkruste vermittelt (309, 310).

Eis (nebst Schnee und Reif).

H_2O, krystallinisch erstarrtes Wasser, stets rein, auch wenn das Wasser gelöste Stoffe enthält, z. B. das Meerwasser (abgesehen von

mechanisch eingeschlossener Mutterlauge). Hexagonale Tafeln, Prisma mit Basis, auch wohl Dihexaederflächen; sechsstrahlige, oft dendritische Krystallgruppen bilden die Schneesterne und Eisblumen. Zerbrechlich, keine deutliche Spaltbarkeit, Bruch muschlig; mild ins Spröde; sehr plastisch. Getrennte Stücke können unter Druck zu einer homogenen Masse zusammenfrieren (Regelation). H. = $1\frac{1}{2}$—2. G. = 0,918 bei 0°. Schwache D. Br. +; ω = 1,30598 (r.); 1,31200 (gr.); 1,31700 (v.); ε = 1,30734 (r.); 1,31360 (gr.); 1,32100 (v.). Glasglänzend. Durchsichtig bis durchscheinend, meist farblos, in dicken Schichten ebenfalls blau. In kleineren, meist rasch wieder schmelzenden Massen bildet sich Eis als Schnee, Hagel und als winterliche Decke der Wasserflächen kälterer Gegenden, auch auf dem Grunde der letzteren als Grundeis. In Gegenden, wo die mittlere Jahrestemperatur unter 0° liegt, häufen sich Eismassen an, von denen aus sich Eisströme, die sog. Gletscher, in wärmere Gegenden hinein erstrecken. Jenseits der Schneegrenze, welche in den Polargegenden sehr weit, bis auf den Meeresspiegel, herabsteigt, in wärmeren Gegenden aber nur im Hochgebirge erreicht wird, sammelt sich der Schnee an, der sich allmählich zu Firn, einer körnigen Eismasse — jedes Korn ein Individuum — umwandelt, aus der dann das kompakte Gletschereis entsteht. Beim Frieren eines ruhigen Wasserspiegels bildet sich an der Oberfläche eine Eisschicht, von gleicher krystallographischer Orientierung durch die ganze Masse hindurch; die Hauptachse steht zur Wasserfläche senkrecht. Beim Auftauen dicker Eisplatten zerfallen dieselben häufig in ein Haufwerk dünner Stengel, welche senkrecht auf der Oberfläche der Platten stehen. Stalaktitisch als Eiszapfen. Deutliche, meßbare Krystalle, einzeln oder zu Drusen vereinigt, bilden sich nicht selten, z. B. auf Grashalmen und anderen Gegenständen, welche aus größeren Schneeflächen herausragen, durch Sublimation aus dem umgebenden Schnee.

(Klocke, N. Jahrb. f. Min. 1879, pag. 272 und 1880, I, pag. 159; Futterer, Verhandlgn. naturwissensch. Vereins Karlsruhe, Bd. 14, 1901, pag. 3; v. Drygalski, Grönlandexpedition 1897, N. Jahrb. 1900, I, 71, 1901, I, 37; Mügge, ibid. 1895, II, 211; 1899, II, 123; 1900, II, 80.)

Rotkupfererz (Cuprit).

Cu_2O; 88,8 *Cu*. Regulär, und zwar gyroedrisch (an Krystallen von Cornwall beobachtet). Meist Oktaeder und Granatoeder, selbständig oder in Kombination, auch Würfel, und seltener andere reguläre Formen (2*O*2 (211), 2*O* (221) etc.); zuweilen in komplizierten Kombinationen.

Ziemlich deutliche oktaedrische Spaltbarkeit; spröde; H. = $3\frac{1}{2}$—4; G. = 5,7—6,1. Rot in verschiedenen Nüancen; hellcoche-

nillerot die sog. Kupferblüte) bis dunkelkirschrot ins Bleigraue; der Strich im letzteren Falle heller und braunrot. Halbdurchsichtig bis durchscheinend, selten durchsichtig; halbmetallischer Diamantglanz. $n = 2{,}849$ r.), also sehr starkes Lichtbrechungsvermögen. In Säuren und in Ammoniak löslich; v. d. L. auf Kohle erst schwarz werdend, dann schmelzend und sich zu einem Kupferkorn reduzierend.

Findet sich häufig in deutlichen Krystallen, die, auf derbem Rotkupfererz aufgewachsen, Drusen bilden; selten sind die Krystalle, zuweilen zu Gruppen vereinigt, eingewachsen und zwar im Ton, so in beträchtlicher Größe z. B. bei Chessy in der Nähe von Lyon. Das häufigste Vorkommen sind aber derbe blättrige bis dichte Massen, die sich mit gediegenem Kupfer und anderen Kupfererzen auf Gängen und Lagern im Granit, Gneiß und in Sedimentärgesteinen finden, so z. B. im Dillenburgischen in Nassau, im Westerwald, im Siegenschen, in Cornwall, im Banat, im Ural an mehreren Orten (Gumeschewsk, Nischne-Tagilsk, Bogoslowsk etc.), im Altai, in Chile, auf Cuba, in Südafrika, Australien etc. Es wird zuweilen, wenn es sich in genügenden Massen findet, auf Kupfer verhüttet. Eine eigentümliche Abart des Rotkupfererzes ist die hellrote *Kupferblüte* (Chalkotrichit), lange und dünne haarförmige Kryställchen, meist zu filzartigen Aggregaten verwachsen auf Quarz. Man hat diese haarförmigen Gebilde früher für nicht regulär gehalten, es hat sich aber herausgestellt, daß sie isotrop und daher nur eine eigentümliche Erscheinungsweise des Rotkupfererzes sind, die besonders bei Rheinbreitbach am Rhein, auch in Cornwall vorkommt.

Das Rotkupfererz entsteht leicht durch Oxydation aus gediegenem Kupfer, Pseudomorphosen bildend. Meist durch Oxydation von schwefelhaltigen Kupfererzen, besonders des Kupferkieses und des Buntkupfererzes. Das Vorkommen ist dem entsprechend auf die oberen Teile, das Ausgehende, der Lagerstätten beschränkt, wo der Sauerstoff der Luft einwirken konnte; begleitet ist es dort von ähnlich entstandenen Mineralien, wie Brauneisenstein etc. Es bildet sich dabei häufig ein ziegelrotes, erdiges Gemenge von Cu_2O und Fe_2O_3 resp. Eisenoxydhydrat, welches als *Ziegelerz* bezeichnet wird, und ein kompaktes, braunes pechglänzendes Produkt von ähnlicher Zusammensetzung, das *Kupferpecherz*. Seinerseits nimmt das Rotkupfererz häufig noch mehr O, sowie H_2O und CO_2 auf, und geht in den grünen Malachit über, ebenfalls Pseudomorphosen bildend; solche sind z. B. vielfach die oben erwähnten großen Krystalle von Chessy bei Lyon. Zuweilen zu ged. Kupfer reduziert, auch als Pseudomorphosen von Kupfer nach Rotkupfererz. Bei Medno Rudiansk im Ural in Tenorit, CuO, verwandelt.

(G. Rose, Reise in den Ural, Bd. I. pag. 264; Miers, Philos. mag. VIII, 1889, pag. 207.)

Oxyde RO.

Schwarzkupfererz (Tenorit, Melaconit, Kupferschwärze z. T.).

CuO; 79,85 Cu. Findet sich in Gestalt dünner schwarzer, gelblichbraun durchscheinender, metallisch glänzender sechsseitiger Krystallplättchen des triklinen, vielleicht auch des monoklinen Krystallsystems auf Laven des Vesuvs *(Tenorit)*. Entstanden durch Zersetzung von Dämpfen von $CuCl_2$ durch Wasserdämpfe nach der Formel: $CuCl_2 + H_2O = CuO + 2HCl$. (Kalkowsky, Zeitschr. f. Kryst. III, 279, 1879.) Sodann als feines schwarzes Pulver, ebenfalls auf Vesuvlaven oder als kompakte braunschwarze Massen mit anderen Kupfererzen zusammen (Kupferkies, Buntkupfererz etc.), aus denen es wahrscheinlich durch Verwitterung entstanden ist *(Melaconit)*. Für diese kompakten Massen ist H. = 3, G. = 6,25. Der Melaconit findet sich in großen Quantitäten auf den Kupfererzlagerstätten in Nordamerika im Staate Michigan am Oberen See; mitvorkommende würflige Krystalle dieser Substanz gelten für Pseudomorphosen nach Buntkupfererz oder Rotkupfererz. Ebenso findet es sich auch im Harz, bei Ducktown in Tennessee, auf den Kupfererzlagerstätten der Wüste Atacama in Chile etc. Wird auf Kupfer verhüttet.

Das Verhältnis des Tenorits zum Melaconit ist noch nicht sicher festgestellt. Unter *Kupferschwärze* versteht man ein unreines CuO, was sich als dünner schwarzer (nicht blauer, dieser ist Kupferindig, CuS) Überzug auf Kupferkies nicht selten findet.

Bleiglätte (Bleiocker, Massicot), PbO; blaßgelbes Pulver, auch feinschuppig, wachsglänzend, mit Weißbleierz auf Bleiglanz. Badenweiler, auch an mehreren Orten in Mexiko etc. Das Vorkommen ist z. T. zweifelhaft in Bezug auf seine natürliche Entstehung. Künstliche Krystalle rhombisch.

Isomorphe Gruppe des Periklas (regulär).

Periklas. MgO, kleine grüne Oktaeder in Kalkauswürflingen der Somma. Oktaedrisch auch

Bunsenit. NiO, grün, Johanngeorgenstadt mit Nickelocker als Zersetzungsprodukt von Chloanthit etc.

Manganosit. MnO, grün. Longbanshyttan in Wermland mit Manganerzen.

Cadmiumoxyd. CdO. Metallisch glänzende schwarze Überzüge auf Kieselzinkerz bestehen aus lauter winzigen Oktaederchen.

Rotzinkerz (Zinkit, Spartalit).

ZnO, stets manganhaltig (bis 12 % Mn_2O_3); die Formel ist wohl: $(Zn, Mn)O$. Hexagonal, aber deutliche natürliche Krystalle sind noch nicht gefunden. Bildet sich bei manchen Hüttenprozessen als fast farbloses, gelbliches oder grünliches Sublimationsprodukt in ausgezeichneten Krystallen: hexagonale Prismen mit mehreren Dihexaedern derselben Stellung, z. B. P $(10\bar{1}1)$, Basis etc., die vielfach ausgesprochen hemimorph sind; $a : c = 1 : 1{,}6219$. Basische Spaltbarkeit deutlich,

weniger deutlich eine prismatische. Spröde; H. = 4—4½. G. = 5,43—5,7. Diamantähnlicher Metallglanz, nicht stark. Dunkelrot durch den *Mn*-Gehalt,; orangegelber Strich; durchscheinend. + D. Br. V. d. L. unschmelzbar, gibt *Zn*-Beschlag, in Säuren löslich. In derben, oft großkörnigen und schaligen Massen mit Franklinit und anderen Manganmineralien und mit Kalkspat nur zu Sterling Hill und Mine Hill, Sussex Co., New Jersey. Wird hier auf *Zn* verhüttet, da es massenhaft vorkommt und zwar im Kalk, dem Gneiß eingelagert.

(Rinne, N. Jahrb. f. Min. etc. 1884, II, 169; Busz, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 15, 1889, pag. 621.)

Oxyde R_2O_3.

Isodimorphe Gruppe von Sb_2O_3 und As_2O_3.

Beide krystallisieren regulär und rhombisch resp. monoklin. Die regulären, sowie das rhombische und das monokline Mineral sind isomorph (287). (Groth, Pogg. Ann. Bd. 137, pag. 414.)

	regulär.	rhombisch, resp. monoklin.	
Sb_2O_3 . . .	Sénarmontit . . .	Antimonblüte	$a:b:c = 0{,}3914:1:0{,}3367$.
As_2O_3 . . .	Arsenolith	Claudetit	$= 0{,}4040:1:0{,}3445$; $\beta = 93^\circ\ 37'$.

Alle vier sind wenig verbreitet und unwichtig.

Sénarmontit. Sb_2O_3. Regulär. Weiße, durchsichtige bis durchscheinende diamantglänzende Oktaeder, auch derb und dicht. Perneck in Ungarn, Sardinien, Mimine in Algier, auch in Kanada. H. = 2—2½. G. = 5,2—5,3. Zeigt häufig anomale Doppelbrechung. (Grosse-Bohle, Inaug. Diss. Leipzig 1880.)

Antimonblüte (Valentinit, Weißspießglanzerz). Sb_2O_3. Rhombisch. Dünne weiße oder graue demantglänzende Plättchen von rechteckigem Umriß und mit ausgezeichneter brachydiagonaler Spaltbarkeit, häufig zu strahligen oder fächerartigen Büscheln verwachsen. Mit Grauspießglanzerz zu Bräunsdorf in Sachsen und zu Přibram in Böhmen als Verwitterungsprodukt von antimonhaltigen Erzen. G. = 5,57. (Laspeyres, Zeitschr. f. Kryst. IX, 1884, pag. 162.)

Arsenolith (Arsenit, Arsenikblüte). As_2O_3. Regulär. Meist erdig, auch fasrig; Andreasberg, Joachimsthal, Markirch (Vogesen). Mit anderen Arsenmineralien, besonders Arsenkies und Speiskobalt als deren Verwitterungsprodukt. Oktaedrische Kryställchen nur künstlich. G. = 3,69—3,72.

Claudetit. As_2O_3. Monoklin. In dünnen Plättchen; San Domingogrube in Portugal mit Arsenkies. Krystalle mit deutlicher Begrenzung bildeten sich bei einem Grubenbrand bei Freiberg und bei Schmöllnitz in Ungarn.

Wismutocker (Bismit). Bi_2O_3, strohgelbe, grüne oder hellgraue, derbe und erdige Masse, durch Umwandlung von Bi_2S_3 und anderer *Bi*-haltiger Mineralien entstanden und Überzüge auf ihnen bildend. Schneeberg, Joachimsthal, Cornwall, Bolivia.

Isomorphe Reihe des Korunds (hexagonal).

Korund: Al_2O_3;	$a:c = 1:1{,}363$	rhomboedrisch-hemiedrisch.
Eisenglanz: Fe_2O_3;	$= 1:1{,}359$	
Titaneisen: $FeTiO_3$;	$1:1{,}359$ ca.	rhomboedrisch-tetartoedrisch.
Pyrophanit: $MnTiO_3$;	$1:1{,}369$	
Geikielith: $MgTiO_3$;	$1:1{,}470$.	

Korund.

Al_2O_3, 53,2 Al; wenig Fe_2O_3 und andere Verunreinigungen.

Rhomboedrisch. Das Hauptrhomboeder: $R = R(10\bar{1}1)$, $R/R = 86^\circ\,4'$ (E. K.) ist häufig. Damit kombiniert nicht selten allein die Basis $c = 0R$ (0001) (Fig. 407), so daß oft Formen entstehen, die mit einem regulären Oktaeder eine gewisse Ähnlichkeit haben. Die Basis zeigt zuweilen eine dreifache Streifung unter 60°, namentlich wenn sie mit dem zweiten Prisma verbunden ist; die Streifen gehen dann entweder den Prismenflächen parallel und bilden gleichseitige Dreiecke, oder sie sind auf den Prismenflächen senkrecht und zerlegen die Basis in sechs dreieckige Felder, deren gemeinsame Spitze im Mittelpunkt liegt und deren Grundlinien die Prismenflächen bilden. Dieses zweite Prisma $s = \infty P2$ $(11\bar{2}0)$ ist nicht selten und sogar häufig herrschend mit der Basis c und kleinen Flächen R (Fig. 408). Dihexaeder 2. Stel-

Fig. 407. Fig. 408. Fig. 409. Fig. 410.

lung sind häufig, besonders ganz steile, entweder für sich allein oder doch vorwaltend, wie in Fig. 409, wo $l = 4P2$ $(22\bar{4}1)$, $l/l = 159^\circ\,12'$ (S. K.) mit untergeordneten Flächen R und c den Krystall begrenzen; oder mehrere solche übereinander und mit anderen Formen in Kombination (Fig. 410), wo neben s, l, c und R noch $t = \frac{28}{3}P2$ $(14 . 14 . \overline{28} . 3)$ und $r = \frac{4}{3}P2$ $(22\bar{4}3)$, $r/r = 122^\circ\,22'$ (S. K.) vorkommen; so daß ein hexagonales Prisma mit bauchig gekrümmten Flächen vorzuliegen scheint; r ist dadurch ausgezeichnet, daß seine abwechselnden E. K. durch die Flächen des Hauptrhomboeders R abgestumpft werden. Der Habitus der Krystalle ist bald mehr rhomboedrisch oder prismatisch (Fig. 407, 408), bald mehr dihexaedrisch (Fig. 409, 410, oft auch ohne die Basis c). (Vergl. Rubin und Sapphir.)

Zwillinge gibt es: 1. nach R: meist sind einzelne Lamellen parallel den Hauptrhomboederflächen einem größeren Krystall in Zwillingsstellung nach R eingewachsen; dadurch entsteht häufig eine schalige Absonderung in der Richtung der Flächen von R, welche man nicht mit Blätterbrüchen verwechseln darf; sie ist entweder nur einer, oder zwei, resp. allen drei Flächen R parallel, je nachdem einer oder mehreren dieser Flächen solche Zwillingslamellen parallel gehen, dann vielfach ausgezeichnete Zwillingsstreifung über die ganze Krystalloberfläche hin; 2. nach der Basis c: eine Anzahl dünner Lamellen

liegt nach dieser Fläche zwillingsartig übereinander, die abwechselnden in paralleler, die aneinanderstoßenden in Zwillingsstellung, und rufen auch in dieser Richtung zuweilen schalige Absonderung und auf den Prismenflächen eine horizontale Streifung hervor.

Wirkliche Blätterbrüche sind nicht vorhanden. Bruch muschlig; spröde; H. = 9; härtestes Mineral nach Diamant, daher als Zapfenlager in feinen Uhren, als Schleif- und Poliermittel etc. verwendet (vergl. Smirgel). G. = 3,9—4,0, unreiner K. = 3,7—4,3. D. Br. schwach —; $\omega = 1{,}768$, $\varepsilon = 1{,}760$ (r.); zuweilen anomal zweiachsig. Durchsichtig (edler K.), auch trübe und undurchsichtig (gemeiner K.). Glasglänzend, der edle sehr stark.

Der letztere ist selten ganz farblos und wasserhell *(Leukosapphir)*; meist durch Pigmente gefärbt. Am häufigsten rot (*Rubin*, orientalischer Rubin, Hauptkrystallformen Fig. 407 und 408) oder blau (*Sapphir*, orientalischer Sapphir, Hauptkrystallformen Fig. 409 und 410), häufig nur gefleckt, besonders der Sapphir; seltener grün (orientalischer Smaragd), gelb (orient. Topas) oder violett (orient. Amethyst der Juweliere); alle sind höchst wertvolle Edelsteine. Auch der gemeine K. ist blau (häufiger) und rot (seltener), zeigt aber außerdem noch andere trübe Farben, grünlich, grau, braun (sog. Demantspat) u. a. m. Ausgezeichneter Dichroismus, z. B. beim Rubin *O* dunkel-, *E* hellrot; entsprechend beim Sapphir dunkel- und hellblau. Die blaue Farbe des Sapphirs wird durch Glühen zerstört. Die rote des Rubins verschwindet in der Hitze ebenfalls, der Stein wird aber in der Kälte wieder rot wie vorher, nachdem er beim Abkühlen eine Zeitlang grün gewesen ist. Manche Korunde reflektieren auf der Basis einen sechsstrahligen Stern, wenn eine Lichtflamme darauf gespiegelt wird (Stern- oder Katzensapphir, z. B. von Ratnapura in Ceylon). V. d. L. unschmelzbar. Im Boraxglas schwierig aufgelöst. Nach dem Schmelzen mit Kaliumbisulfat in HCl löslich, sonst von keiner Säure angegriffen. Feines Pulver beim Glühen mit Kobaltsolution blau.

Der edle K. findet sich in einzelnen Körnern, wahrscheinlich auf sekundärer Lagerstätte, als Einschluß zuweilen im Basalt, Rubin z. B. in dem von Victoria (Australien), Sapphir z. B. in dem von Unkel am Rhein und am Ölberg im Siebengebirge; in größerer Menge, vorzugsweise Sapphir, in einem andesitischen Gestein in Montana, Nordamerika. Das wichtigste Muttergestein sind aber gneißartige Gesteine, wie in Ceylon, wo Rubin und Sapphir nebeneinander vorkommen, und die ihnen eingelagerten körnigen Kalke, wie in Ober-Birma, von wo die meisten Rubine (Sapphire fehlen fast ganz), die kostbarsten bekannten Edelsteine, in den Handel kommen, im Muttergestein vielfach vollkommen ringsum auskrystallisiert. Die meisten edlen Korunde werden aber nicht aus dem Muttergestein, sondern aus

Seifen (Wäschereien) gewonnen, so an allen genannten Orten, ebenso aber auch bei Tschantobun in Siam, das sehr viele schöne Sapphire liefert, in Australien etc. In Europa wäre etwa die Iserwiese am Ursprung des Iserflusses zu nennen, wo eine kleine Anzahl schöner Sapphire, aus Gneiß stammend, gefunden worden ist. In den Seifen sind die Steine meist stark abgeschliffen und werden, wie im Muttergestein, von Spinell, Hyacinth, Chrysoberyll etc. begleitet.

Der gemeine K. kommt in deutlichen Krystallen, einzelnen Körnern und in derben Massen bis zum Gewicht von mehreren Centnern vor, hauptsächlich im Granit, Gneiß, Glimmerschiefer, Chloritschiefer, überhaupt im Urgebirge. Bekannte Fundorte sind: Wolfshau im Riesengebirge, Biella in Piemont, hier etwas zersetzt und weicher, im Ural bei Miask und Mursinsk, sowie in den Goldwäschereien an der Borsowka im Barsowit (Anorthit). Aus China kommt der braune Demantspat. In Nordamerika sehr verbreitet, besonders in Nord-Carolina, wo in der Culsagee-Grube am Corundum Hill bis 3 Centner schwere Krystalle im Serpentin, ferner in Chester Co., Mass. auf einem Gang im Glimmerschiefer etc. Reich ist auch Kanada. Massenhaft im südlichen Indien im Gneiß etc. Auch im körnigen Dolomit findet sich gemeiner K., so in dem vom Campolongo am St. Gotthard. Ebenso trifft man ihn nicht selten in Seifen und Sanden.

Eine besonders wichtige Varietät des gemeinen K. ist der *Smirgel*. Er ist an sich blau, braun oder grau, aber durch Eisenglanz, Magneteisen u. a. Beimengungen sind die Stücke schwarz gefärbt und auch weicher als reiner Korund. Er findet sich in großen feinkörnigen Massen den krystallinischen Schiefern eingelagert, die beste Sorte auf der Insel Naxos, weniger gute Abänderungen, mit stärkerer Verunreinigung, aber in viel größeren Massen als auf Naxos, in Kleinasien in dem Gebiet zwischen den Städten Magnesia, Tiré (s. ö. Smyrna) und Aïdin (am Mäander), am Gümmüschdagh; kleinere Mengen auch auf Samos, Chios und Cypern; ferner bei Chester in Massachusetts; am Ochsenkopf bei Schwarzenberg in Sachsen etc. Der Smirgel wird im großen gewonnen, besonders auf Naxos und in zehnmal größerer Menge in Kleinasien (Türkischer oder Levantiner Smirgel); er wird sodann zu Schleif- und Polierpulver und zu Geräten zum Abschleifen und Abdrehen von Metallen und zu ähnlichen Zwecken verarbeitet; in derselben Weise wird auch der reinere gemeine Korund benützt.

Edler zum Schmuck geeigneter Korund, vorzugsweise Rubin in kleinen Krystallen kann künstlich durch Zusammenschmelzen von Al_2O_3 mit Flußmitteln (z. B. BaF_2 oder CaF_2) und etwas $K_2Cr_2O_7$ zur Färbung, erhalten werden. Aus sehr Al_2O_3-reichen Silikatschmelzflüssen krystallisiert ebenfalls Korund aus. (Frémy, Synthèse du rubis, Paris 1891; Morozewicz, Min. u. petr. Mittlgn. XVIII, 1898, pag. 1.)

(C. Klein, N. Jahrb. Min. 1871, 487; Genth, Contrib. from laboratory of the Univ. of Pennsylvania 1873; Tschermak, Min. u. petr. Mittlgn. I, 1878, 362 und XIV, 1895, pag. 311; Bauer, N. Jahrb. f. Min. etc. 1896, II, pag. 197 und 408; Melczer, Zeitschr. f. Kryst. XXXV, 1902, 561.)

Eisenglanz (Roteisenstein, Hämatit).

Fe_2O_3, 70,0 Fe; in den Krystallen vielfach etwas MgO, FeO und TiO_2 ($FeTiO_3$), namentlich in den alpinen, den Übergang zum Titaneisen vermittelnd; die derben und dichten Massen sind oft durch alle möglichen Beimengungen stark verunreinigt, so durch SiO_2 (manchmal Quarz), P_2O_5, CuO, Ton etc.

Die Krystallform ist rhomboedrisch und der des Korunds sehr ähnlich. Das Hauptrhomboeder $R = R$ $(10\bar{1}1)$ hat $R/R = 85^0\ 58'$ (E. K.), ist also einem Würfel sehr ähnlich; es begrenzt die Krystalle manchmal für sich allein, z. B. die auf den Zinnerzlagerstätten von Altenberg in Sachsen, wo die Flächen R in der Richtung der schiefen Diagonale deutlich gestreift sind; nicht selten sind die E. K. von R durch die Flächen des nächsten stumpferen Rhomboeders $o = -\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$ abgestumpft (Fig. 180) (Altenberg); oder die E. E. von R ist abgestumpft durch die Basis $c = 0R$ (0001), welche entweder klein ist (Fig. 407), wie z. B. bei Krystallen ebenfalls von Altenberg, oder groß (Fig. 411), so daß die Krystalle oft die Gestalt papierdünner Plättchen haben. Dies wird u. a. oft an den Eisenglanzsublimationen

Fig. 411. Fig. 412. Fig. 413.

der Vulkane beobachtet, an deren Rändern auch zuweilen das Gegenrhomboeder $l = -R$ $(01\bar{1}1)$ neben oder statt R auftritt. Die Basis zeigt hier nicht selten eine deutliche gleichseitig dreieckige Streifung, ähnlich wie an dem Krystall Fig. 413. R neben $-R$ (und zahlreichen anderen Flächen) tritt u. a. an den Krystallen aus den Zinnsanden von Durango in Mexiko auf und bildet dort scheinbar vollflächige dihexaedrische Krystalle. Sehr verbreitet ist das auch beim Korund vorkommende II. Dihexaeder: $r = \frac{4}{3}P2$ $(22\bar{4}3)$, $r/r = 128^0\ 0'$ (E. K.), z. B. Fig. 412 mit R zusammen, dessen Flächen die abwechselnden E. K. r/r gerade abstumpfen; die E. E. ist hier durch eine rundliche Fläche ersetzt, welche in der Richtung ihrer Kante gegen R stark gestreift ist (Krystalle von Elba); diese rundliche Fläche besteht aus drei krummen und daher allmählich ineinander übergehenden Flächen des

zweiten stumpferen Rhomboeders $z = \frac{1}{4}R$ $(40\bar{4}1)$. Seltener ist an den Krystallen nur R und r (Altenberg) oder neben r noch das zweite Prisma $s = \infty P2$ $(11\bar{2}0)$, dessen Flächen die S. K. von r gerade abstumpfen, sowie eine kleine Basis (Reichenstein in Schlesien und Framont in den Vogesen); oder r nur mit der die E. E. abstumpfenden Basis (an denselben Orten); oder auch das Prisma s mit der Basis (Framont) oder R mit Abstumpfung aller Kanten durch die Flächen von s und die des nächsten stumpferen Rhomboeders $o = -\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$. Das zweite Prisma s ist besonders an Krystallen von Durango in Mexiko stark entwickelt. Das erste Prisma $n = \infty R$ $(10\bar{1}0)$ ist seltener, als das häufige s, kommt aber auch zuweilen vor (Framont). Skalenoeder sind im allgemeinen nicht sehr verbreitet; eines der gewöhnlichsten, aber immer noch seltenen ist $y = \frac{2}{3}R3$ $(42\bar{6}5)$, die Kante R/r an den Krystallen der Fig. 412 abstumpfend. Einen sehr flächenreichen Krystall aus den Alpen (St. Gotthard) stellt Figur 413 dar, an dem außer den nach dem vorhergehenden bekannten Flächen noch vorkommen: das nächste schärfere Rhomboeder $u = -2R$ $(02\bar{2}1)$, die beiden Skalenoeder: $d = R3$ $(21\bar{3}1)$ und $e = -2R3$ $(24\bar{6}1)$, die Kanten R/s, resp. u/s abstumpfend, sowie das zwölfseitige Prisma: $i = \infty P\frac{3}{2}$ $(21\bar{3}0)$. An diesem Krystall ist die E. E. der Rhomboeder R und u durch die Basis c abgestumpft, die in die Flächen u dadurch allmählich übergeht, daß die Kanten c/u durch die in diesen Richtungen gestreiften und etwas gekrümmten Flächen v abgestumpft sind; die Fläche c selbst ist dann auch hier deutlich in diesen Richtungen, also dreifach gestreift.

Zwillingsbildung ist häufig, nach denselben beiden Gesetzen, wie beim Korund. 1. Nach R; auch hier sind wie beim Korund Zwillingslamellen eingewachsen, welche nach R eine schalige Absonderung und auf der Basis c Zwillingsstreifen in der Richtung dieser Flächen hervorrufen. 2. Nach c; hier sind die Individuen entweder mit Prismenflächen aneinandergewachsen, wie bei manchen der dünnen vulkanisch sublimierten Täfelchen, oder sie sind mit gemeinsamer Vertikalachse durcheinandergewachsen und bilden Ergänzungszwillinge. Zuweilen sind auch mehrere Individuen nach der Fläche c verwachsen, manchmal papierdünne Plättchen, welche eine schalige Absonderung auch nach c hervorbringen.

(**Strüver**, Schriften der Turiner Akademie VII, 1871 (bes. die Krystalle von Elba und Traversella); **Bücking**, Zeitschr. f. Kryst. I, II; **G. v. Rath**, ibid. I; **Bauer**, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXVI, 1874, pag. 176; **Hessenberg**, Min. Not. an mehreren Stellen; **Mügge**, N. Jahrb. f. Min. 1886, II, 315 und 1889, I, 231.)

Das natürliche Eisenoxyd ist in HCl langsam löslich und in HF nicht vollkommen unlöslich. Wenig magnetisch. H. $= 5\frac{1}{2}$—$6\frac{1}{2}$; G. $=$ 4,9—5,3. V. d. L. schwer schmelzbar, zuweilen unter Funkensprühen;

nach dem Erhitzen stärker magnetisch, besonders nach dem Glühen in der Reduktionsflamme, da es in Magneteisen übergeht.

Die einzelnen Vorkommnisse des Eisenglanzes sind z. T. äußerlich sehr voneinander verschieden. Teilweise sind sie stark metallisch glänzend, schwarz, teilweise nicht metallisch und rot; stets ist aber der Strich rot. Nach der äußeren Erscheinung hat man eine Anzahl von Varietäten unterschieden, welche aber ineinander allmählich übergehen und keineswegs scharf auseinandergehalten werden können.

a) *Eisenglanz* (Glanzeisenerz). Metallisch glänzend, die Krystalle oft sehr stark; schwarz bis dunkelstahlgrau, undurchsichtig, nur ganz dünne Plättchen mit roter Farbe durchscheinend bis durchsichtig; Strich kirschrot. Findet sich sehr häufig in schön ausgebildeten Krystallen, welche meist dicke Tafeln und niedere Prismen, auch dünne Lamellen bilden, seltener langgezogene Säulen, wie die Kombinationen *s*, *r*, *c* etc. von Reichenstein u. a. O. Die krystallographischen Verhältnisse sind oben angegeben worden. Die Krystalle sind fast stets aufgewachsen, und zwar entweder auf derbem, körnigem Eisenglanz oder auf Klüften und Spalten in Silikatgesteinen verschiedener Art. Mit derbem Eisenglanz und anderen Eisenerzen zusammen finden sich die ausgezeichneten, zuweilen an der Oberfläche in prächtigen Anlauffarben spielenden Krystalle von Elba (Fig. 412); die Krystalle von Traversella in Piemont, Framont und Altenberg etc. Außer Verbindung mit massenhaft vorkommenden Eisenerzen besonders schöne Krystalle auf den Klüften der krystallinischen Silikatgesteine der Alpen an vielen Stellen, mit Adular, Quarz etc., so am St. Gotthard, im Binnenthal etc. Es sind entweder dicke oder dünne tafelförmige Krystalle, die dünnen Platten zuweilen wie die Blätter einer Rose zur Druse gruppiert (Eisenrosen). Einen hierher gehörigen Krystall gibt Fig. 413. Den Eisenrosen ähnliche Drusen von Capao in Brasilien. Die alpinen Krystalle sind z. T. etwas TiO_2-haltig und werden daher auch wohl schon zum Titaneisen gerechnet (Basanomelan); manchmal ist auf ihrer Basis schön krystallisierter Rutil in krystallographisch definierbarer, regelmäßig wiederkehrender Weise gesetzmäßig aufgewachsen ((173) und Fig. 441ᵃ). Sonst finden sich Eisenglanzkrystalle außer Verbindung mit massenhaften Eisenerzen auf den Zinnsteingängen von Altenberg und anderen Orten des Erzgebirges, bei Reichenstein in Schlesien, in den Achatmandeln von Oberstein a. d. Nahe etc. Die durch vulkanische Dämpfe sublimierten Krystalle, welche durch gegenseitige Umsetzung von Eisenchlorid- und Wasserdämpfen entstanden sind, wurden schon (308) erwähnt; sie finden sich am Vesuv, Ätna, auf den Liparen etc.; ferner in den erloschenen Vulkanen des Laacherseegebiets, der Eifel, des Mont Dore etc., zuweilen in einzelnen dünnen

oder dickeren Tafeln auf Lava aufgewachsen, zuweilen breite Spalten und große Hohlräume ausfüllend. Beinahe mikroskopisch kleine äußerst dünne, daher rote Kryställchen finden sich in ungeheurer Anzahl in manchen Mineralien eingewachsen, dieselben rotfärbend so im Carnallit von Staßfurt, im Sonnenstein von Tvedestrand, im Heulandit etc.

Von dem *derben* Eisenglanz ist zunächst der schalige und blättrige zu erwähnen, der aus einzelnen mehr oder weniger dicken, schwarzen Plättchen, zuweilen aus äußerst dünnen Lamellen und Schuppen zusammengesetzt ist. Die Aggregate sind entweder geradeoder krummschalig. Wenn die Plättchen sehr dünn sind, nennt man die Masse *Eisenglimmer*; er findet sich bei Waldenstein in Kärnten mit Schwefelkies, auf den Eisenglanzlagerstätten von Elba ebenfalls mit Schwefelkies, derbe schalige Massen überhaupt vielfach mit dem körnigen Eisenglanz zusammen auf den unten zu erwähnenden Lagerstätten. Bei Elba durchsetzt Eisenglimmer in Schnüren den derben Eisenglanz etc. In manchen krystallinischen Schiefern ersetzen Lamellen von Eisenglimmer den gewöhnlichen Glimmer und es entstehen dadurch die sog. *Eisenglimmerschiefer*, so im Soonwalde, bei Dobschau in Ungarn, Blansko in Mähren, in Portugal, Frankreich, Ungarn und besonders massenhaft in Brasilien (Itabirit) und Südcarolina etc., z. T. ziemlich rein, z. T. mit beigemengtem Magneteisen, Quarz etc. Ein ähnliches Vorkommen gangförmig am Iron Mountain in Missouri. Werden die Plättchen sehr klein, so bilden sich schuppige Aggregate, die meist lose sind, an den Fingern schmutzen, die einzelnen Schuppen wegen zu geringer Dicke zuweilen nicht mehr schwarz und metallglänzend, sondern rot durchscheinend (Eisenrahm). Solcher findet sich bei Suhl im Thüringer Wald mit Eisenerzen, in Quarzkugeln und anderen Hohlräumen in Porphyren, im Granit von Schönmünznach im Schwarzwald, im Fichtelgebirge, in den Mandeln mancher Melaphyre etc.

Am massenhaftesten ist unter den derben Varietäten der *körnige* und *dichte Eisenglanz*; teils grobkörnig, die einzelnen Körner oft nur lose verbunden, teils feinkörnig und dicht, aber dann auch noch stahlgrau. Er bildet in seinen verschiedenen Varietäten mit anderen Strukturformen des Eisenglanzes, mit Roteisenstein, sodann mit Magneteisen und häufig auch mit Silikatmineralien, Pyrit etc. Lager oft von ungeheurer Massenhaftigkeit, besonders in den krystallinischen Schiefern. Hierher gehört das Lager von Elba; fernere Vorkommen auf der Insel Utö, in Wermland bei Longbanshyttan, sowie bei Norberg, Grengesberg und besonders bei Gellivara in Finmarken u. a. a. O. in Schweden mit Magneteisen, ebenso in Spanien, Nordamerika (Missouri und am Oberen See) etc., geringere Mengen im Thüringer Wald, Riesengebirge,

bei Framont im Elsaß etc. Auf Drusenräumen sitzen gut ausgebildete Krystalle (Elba). Auf Gängen ist der körnige und dichte Eisenglanz seltener. An den meisten genannten Fundorten wird er als wichtiges Eisenerz massenhaft gewonnen.

b) *Roteisenstein.* Deutlich rot; in dicken Stücken rötlich-stahlgrau meist aber blutrot; stets mit rotem Strich. Wenn die Farbe ins Stahlgraue geht, so ist der Glanz halbmetallisch, im anderen Fall ist er nicht metallisch und je nach der speziellen Beschaffenheit der Masse etwas verschieden. Der halbmetallische rötlich-stahlgraue Roteisenstein schließt sich an den Eisenglanz unmittelbar an, die anderen Varietäten desselben entfernen sich von ihm z. T. sehr weit. Die Härte ist vielfach geringer als beim Eisenglanz (H. = 3,5). G. = 4,5—4,9. V. d. L. und gegen Säuren in der Hauptsache wie Eisenglanz.

Der Roteisenstein findet sich nie in regelmäßigen Krystallen, doch ist auch er oft krystallisiert, wie die häufig strahlige und fasrige Beschaffenheit desselben zeigt. Die Strahlen und Fasern gehen meist radial von einem Punkt aus; sie halten im allgemeinen fest zusammen, vielfach lassen sich aber einzelne sehr spitze und dünne Radialfasern von der Hauptmasse ablösen. Auf Radialbrüchen solcher Aggregate beobachtet man einen z. T. etwas ins Metallische gehenden Seidenglanz. In annähernd radialer Richtung gehen zuweilen durch solche fasrige Roteisensteinaggregate beinahe ebene, glatte, metallisch glänzende Absonderungsflächen hindurch, die man nicht mit Krystallflächen verwechseln darf. Sie begrenzen, wenn sie in größerer Anzahl vorhanden sind, vielfach krystallähnliche, spitz kegelförmige Gestalten, die aber im Innern nicht einheitlich, sondern aus exzentrisch verlaufenden Fasern gebildet sind. Zuweilen hat der fasrige Roteisenstein eine nierenförmige bis traubige Oberfläche *(roter Glaskopf)*; dieser rundlichen Oberfläche gehen nicht selten auch innere Absonderungsflächen parallel. Manchmal auch oolithisch. Der fasrige Roteisenstein findet sich in mehr oder weniger großen Mengen mit dichtem Roteisenstein zusammen, die fasrige Varietät, besonders der rote Glaskopf, stets die Oberfläche des dichten auf Hohlräumen etc. als eine mehr oder weniger dicke Kruste überdeckend. Dieser rote Glaskopf findet sich in schönen Exemplaren im Erzgebirge in Sachsen und Böhmen, im Siegenschen und sonst am Rhein, im Harz, in Lothringen und an vielen anderen Orten; aber viel massenhafter als der fasrige findet sich der *dichte Roteisenstein*, rot in verschiedenen Nüancen, ohne Metallglanz. Derselbe ist zuweilen völlig kompakt und hat dann einen flachmuschligen bis ebenen Bruch, zuweilen ist er auch stark porös und vollkommen erdig *(roter Eisenocker)*. Der Glanz ist immer gering. Der dichte Roteisenstein ist meist nicht mehr so

rein, wie der Eisenglanz oder rote Glaskopf, sondern durch Beimengungen verschiedener Art verunreinigt. Er findet sich auf Gängen und Lagern an vielen Orten, das Muttergestein des fasrigen Roteisensteins und des roten Glaskopfs bildend (s. o.), der in geringen Mengen wohl stets dem dichten Roteisenstein eingemengt ist. Auf Gängen im Harz bei Zorge, Ilfeld etc., im Erzgebirge bei Altenberg, Geier, Schneeberg, Eibenstock. Auf Lagern an der unteren Lahn bei Wetzlar, Weilburg etc. und sonst im rheinischen Schiefergebirge im Devon, durch Umwandlung von Kalk oder auch von Schalsteinen entstanden. Ähnlich auch im Harz. Mächtige Lager von Roteisen auch in Böhmen, an zahlreichen Orten in Nordamerika (Missouri, Michigan, Wisconsin) fast stets durch Umwandlung aus anderen Substanzen, nicht selten von Magneteisen, z. T. auch aus Brauneisen entstanden.

Wenn der dichte Roteisenstein mit Ton gemengt ist, so hat man den intensiv gefärbten *roten Toneisenstein* von mattem Bruch. Derselbe ist noch zuweilen als Eisenerz verwendbar. Er ist manchmal oolithisch, wie z. B. im Lias bei Helmstedt etc. Nimmt der Tongehalt zu, so entsteht der *Rötel*, eine sehr weiche, schreibende, intensiv rot gefärbte Masse, welche zu roten Schreibstiften verarbeitet wird (Kaulsdorf bei Saalfeld in Thüringen). Intensiv rote Tone sind sehr verbreitet; sie, wie überhaupt alle intensiv roten Gesteine, Porphyre, Sandsteine etc., sind durch Eisenoxyd in feinster Verteilung (Roteisenocker) gefärbt. Ein roter Ton, der durch einen Braunkohlenbrand geglüht und parallelstenglig abgesondert wurde, ist der *stenglige Toneisenstein* aus dem nördlichen Böhmen.

Zuweilen ist dem Oxyde Kieselsäure beigemengt (kieseliger Roteisenstein) und es werden dadurch alle möglichen Übergänge zum roten Eisenkiesel und zum roten Jaspis hervorgebracht. Auch Kalk ist nicht selten beigemengt (kalkiger Roteisenstein).

Eisenoxyd in seinen verschiedenen Varietäten bildet nicht selten Pseudomorphosen, so z. B. nach Kalkspatskalenoedern bei Sundwig in Westphalen, im Siegenschen, bei Amönau unweit Marburg und an vielen anderen Orten; das Material der Pseudomorphose ist z. T. Eisenglanz, z. T. Roteisenstein. Auch Schwefelkies und Spateisenstein findet sich vielfach in Eisenoxyd verwandelt, ebenso Magneteisen, dessen schwarze Oktaeder zuweilen einen roten Strich und die Zusammensetzung Fe_2O_3 haben (*Martit* von Brasilien etc.). Eisenoxyd entsteht ferner zuweilen aus Eisenoxydhydrat durch Wasserverlust; nach einer Annahme soll aller rote Glaskopf auf diese Weise aus braunem Glaskopf entstanden sein. Umgekehrt verwandelt sich aber auch vielfach Eisenoxyd in Eisenoxydhydrat durch Aufnahme von Wasser, z. B. in Elba; auch in Magneteisen geht Eisenoxyd manchmal über. Eisenglanz dient zuweilen als Versteinerungsmittel, so bei den

Liasmuscheln von Saumur in Frankreich. Nicht selten regelmäßig mit Magneteisen verwachsen, z. B. am Vesuv.

Der Eisenglanz und Roteisenstein in ihren z. T. massenhaft vorkommenden Abänderungen gehören mit zu den wichtigsten Eisenerzen. Die harten Varietäten werden auch vielfach zum Polieren benutzt. Roter Glaskopf wird unter dem Namen Blutstein zu Ringsteinen geschliffen: er nimmt bei der Politur eine schwarze Farbe und Metallglanz an.

Titaneisen (Rhomboedrisches Titaneisen, Ilmenit).

Ist eine isomorphe Mischung von mFe_2O_3 und $nFeTiO_3$, wo Fe z. T. durch Mg ersetzt ist, daher das letzte Glied allgemeiner $n(Fe, Mg)TiO_3$ oder $n(Fe, Mg)O.TiO_2$ geschrieben wird. Man kann somit das T. nicht als eine isomorphe Mischung von Fe_2O_3 und Ti_2O_3 auffassen, was an sich möglich wäre, da es dieselbe Zahl von Atomen von Fe und Ti voraussetzt; aber der Mg-Gehalt würde dann die Annahme von Mg_2O_3 erfordern, was sich chemisch nicht rechtfertigen ließe. In der Mischung überwiegt bald das erste, bald das zweite Glied, einige Varietäten enthalten sogar kein Fe_2O_3, so der Crichtonit von Bourg d'Oisans (Dauphiné): $FeTiO_3$ mit 52,63 TiO_2, und andere, darunter das Titaneisen von Gastein (Kibdelophan) und das Mg-haltige T. (Pikrotitanit, Pikroilmenit) von Laytonsfarm in New York: $(Fe, Mg)TiO_3$ mit 58.52 TiO_2 und 15.11 MgO; fast reines $MgTiO_3$ ist der Geikielith von Ceylon (siehe unten). Die meisten enthalten aber Fe_2O_3, und zwar in den verschiedensten Mischungsverhältnissen von 1 Mol. Fe_2O_3 auf 10 Mol. $FeTiO_3$ (8.87 Fe_2O_3, 51.30 TiO_2, Egersund in Norwegen) bis herauf zu 3 Mol. Fe_2O_3 und 1 Mol. $FeTiO_3$ (83.41 Fe_2O_3 und 9.10 TiO_2). Dies ist der schon oben beim Eisenglanz erwähnte Basanomelan von St. Gotthard etc., welcher auf der Grenze zwischen Eisenglanz und Titaneisen steht, aber schon schwarzen Strich hat: auch ein Teil der Eisenrosen gehört hierher.

Die meist taflige Krystallform ist der des Eisenglanzes sehr ähnlich, aber rhomboedrisch-tetartoedrisch, wie der Krystall Fig. 414 zeigt, wo neben $R = R(10\bar{1}1)$ ($R/R = 85° 58'$ (E. K.), doch schwanken die Winkel etwas mit der Zusammensetzung), $u = -2R$ $(02\bar{2}1)$ und $c = 0R$ (0001) die Flächen des auch beim Eisenglanz beobachteten Dihexaeders 2. Stellung $r = \frac{4}{3}P2$ $(22\bar{4}3)$, aber nur abwechselnd oben und unten vorkommen. Zuweilen findet man sehr steile Rhomboeder: $5R$ $(50\bar{5}1)$ (R/R E. K. $= 61\frac{1}{2}°$ ca. mit der Basis (Crichtonit). Zwillinge, besonders als eingeschobene Lamellen nach R, wie bei Eisenglanz und Korund, daher auch hier häufig dreifache Streifung auf der Basis und schalige Absonderung nach R. Solche ist auch nach c oft vorhanden, daher vielleicht auch Zwillingsbildung nach dieser Fläche.

Fig. 414.

Spaltbarkeit ist nicht beobachtet: der Bruch ist muschlig; H. =

5—6. G. = 4,5—5,2, um so höher, je TiO_2-ärmer. Meist stark metallglänzend; undurchsichtig, sehr dünne Plättchen braun durchscheinend; eisenschwarz, schwarzer oder brauner Strich. Schwach oder gar nicht magnetisch (vergl. oktaedrisches Titaneisen), nach dem Glühen stärker magnetisch. Sehr schwer schmelzbar. In *HCl* und in *HF* schwer löslich; TiO_2 bleibt ungelöst zurück.

Kommt in deutlichen Krystallen oder derben Körnern in Gesteinen eingewachsen, seltener aufgewachsen vor, so im Granit, Gneiß, Gabbro, Syenit, Diabas, Serpentin etc., in makro- und mikroskopischer Größe. Zuweilen in solchen Gesteinen, namentlich basischen, zu größeren Massen zusammengehäuft. Kleine Krystalltäfelchen in vielen Basalten. Aus diesen Gesteinen gelangt es dann als Gerölle bei der Verwitterung in den Sand der Flüsse und Bäche. Aufgewachsen mit Bergkrystall, Anatas etc. auf Klüften in den krystallinischen Schiefern der Alpen finden sich bei Bourg d'Oisans die kleinen scharfen Kryställchen des Crichtonit, sowie der Basanomelan und die Eisenrosen mit schwarzem Strich vom St. Gotthard etc. Eingewachsen kommt das T. im Granit von Aschaffenburg, im Talkschiefer der Gegend von Gastein (Kibdelophan) vor; im südlichen Norwegen in großen Mengen im Syenit und ähnlichen Gesteinen, z. B. bei Tvedestrand und Arendal (sog. Hystatit), Egersund etc. Krystalle finden sich zu Snarum bei Modum im Serpentin, sowie auf den Apatitgängen von Kragerö etc.; ebensolche im Miascit des Ilmengebirges bei Miask (Ilmenit). In Kanada und in den Vereinigten Staaten findet sich T. an vielen Orten und in Menge (Washingtonit). Wird in den Gesteinen nicht selten in weißen derben Titanit umgewandelt (Titanomorphit oder Leukoxen). Titaneisen in schwarzen abgerollten Körnern mit sehr stark glänzendem muschligem Bruch findet sich, mit stark magnetischen Körnern gemischt als *Iserin* im Sande der Iserwiese am Ursprung der Iser; kleine Körnchen im Sande von Menaccan in Cornwall (Menaccanit) und noch vielfach sonst im Sande der Flüsse (Titaneisensand), auch am Strande vieler norddeutscher Seen und der Ostsee; stets, wie an der Iserwiese mit magnetischen Körnern des oktaedrischen Titaneisens zusammen. Bekannt ist auch das Vorkommen bei Ohlapian in Siebenbürgen im Goldsande, wo die schwarzen Körner des Nigrin aus T. und Rutil verwachsen sind; T. ist hier vielleicht durch Umwandlung aus Rutil entstanden.

(Bücking, Zeitschr. f. Kryst. I, 1877, 562; II, 1878, 416; v. Kokscharow, Materialien VI.)

Hydroilmenit ist ein wasserhaltiges Zersetzungsprodukt des Ilmenits aus Schweden.

Geikielith. $MgTiO_3 = MgO \, . \, TiO_2$, wenig MgO durch FeO isomorph ersetzt, auch eine kleine Menge Fe_2O_3 in isomorpher Beimischung. Bläulich- oder bräunlichschwarz, metallglänzend, in ganz dünnen Lamellen rot durchscheinend. Meist unregelmäßige Körnchen, sehr selten rhomboedrische Kryställchen mit voll-

kommener Spaltbarkeit nach der Basis und weniger vollkommener nach dem Rhomboeder R ($10\bar{1}1$). Vollkommen mit Eisenglanz und Ilmenit isomorph. In den Edelsteinseifen von Rakwana auf Ceylon. G. = 4.0. H. = 6 (vergl. pag. 509).

Pyrophanit. $MnTiO_3$; isomorph mit Titaneisen und rhomboedrisch-tetartoedrisch wie dieses. Blutrote starkglänzende Täfelchen von der Harstigsgrube in Wermland mit Manganerzen (vergl. pag. 509).

Hieran schließt sich der

Senait. $(Fe, Pb) O . 2 (Ti, Mn) O_2$. Rhomboedrisch-tetartoedrisch, wie Titaneisen und diesem in der Krystallform ähnlich. $a : c = 1 : 0.997$. Rauhe Krystalle, z. T. Ergänzungszwillinge, aus den brasilianischen Diamantsanden. H. = 6. G. = 4.78—5.301. Halbmetallisch; schwarz mit bräunlich schwarzem Strich. Durch Zersetzung braun.

Braunit (Hartmanganerz z. T.).

Mn_2O_3, 69.2 Mn, meist etwas SiO_2 und BaO enthaltend, daher wird das Mineral wohl auch als eine isomorphe Mischung von $Mn_2O_3 = MnO . MnO_2$ mit $MnO . SiO_2$ angesehen, wo etwas MnO durch BaO vertreten ist. Quadratisch, in dem regulären ähnlichen Oktaedern. $P/P = 108° 39'$ (S. K.). Selten andere Formen z. B. die Basis: $0P = (001)$ und das Dioktaeder: $4P2$ (421), das zuweilen herrscht. $a : c = 1 : 0.9852$. Zwillinge nach $P\infty$ (101) ungewöhnlich. Nach P ziemlich deutlich blätterig. Spröde. H. = 6—6½. G. = 4.75—4.9. Dunkelbraunschwarz bis eisenschwarz, schwarzer Strich, undurchsichtig, mit unvollkommenem fettigem Metallglanz. Unschmelzbar, in HCl unter Entwicklung von Cl löslich. Wird durch Salpetersäure in MnO und MnO_2 zerlegt. In kleinen aufgewachsenen Krystallen, meist in derben Massen. Auf den Braunsteinlagerstätten der Gegend von Ilmenau im Thüringer Walde, Ilfeld im Harz, Jakobsberg, Longbanshyttan und a. O. in Wermland in Schweden mit Hausmannit (s. d.); bei San Marcello in Piemont (Marcelin mit 7—15% SiO_2) etc. Bildet einen Teil des Braunsteins.

Dem Braunit entspricht in der allgemeinen Zusammensetzung der *Bixbyit*, $FeMnO_3$, der aber regulär ist und sehr seltene schwarze Würfelchen auf Topas und zersetztem Mangangranat in Utah bildet.

Gruppe R_3O_4.

Hierher gehört vorzugsweise die isomorphe Gruppe der regulären *Spinelle* und außerhalb derselben von wichtigeren Mineralien dieser Zusammensetzung noch der damit enger verbundene *Chrysoberyll* und der entfernter stehende *Hausmannit* etc.

Hausmannit (Schwarzmanganerz, Glanzbraunstein).

Mn_3O_4 mit 72.05 Mn; daneben etwas SiO_2, BaO etc. Die Formel wird, ähnlich wie bei dem Braunit, als: $2 MnO . MnO_2$ gedeutet, wobei ebenfalls MnO z. T. durch BaO, MnO_2 durch SiO_2 ersetzt ist. Quadratisch in spitzen Oktaedern $P = P$ (111), an denen $P/P = 116° 59'$

(S. K.); untergeordnete Flächen des nächsten stumpferen Oktaeders $P\infty$ (101) stumpfen zuweilen die E. K. von P gerade ab und kleine Flächen $\frac{1}{3}P$ (113) schärfen die E. E. von den Flächen P aus vierflächig zu, auch stumpft die Basis $0P$ (001) zuweilen die E. E. ab. Zwillinge nach $P\infty$ (101) häufig, wie es Fig. 415 zeigt; zwei E. K., eine von P und eine von $\underline{P}$, machen dabei einen einspringenden Winkel von 161° 38′. Zuweilen wächst an jede E. K. ein Individuum nach diesem Gesetz zwillingsartig an, so daß Fünflinge entstehen, wie beim Kupferkies (Fig. 392), an denen an einem Ende alle Endkanten einen Knick nach innen zeigen. Nach der Basis deutlich blättrig; spröde; H. = 5—5½. G. = 4,7—4,8. Pechschwarz mit rötlichbraunem Strich; unvollkommen metallglänzend, nicht sehr stark. Vollkommen undurchsichtig. V. d. L. unschmelzbar, entwickelt etwas O. In HCl unter Entwicklung von Cl löslich. Vorkommen in aufgewachsenen, stets kleinen Krystallen, meist aber in derben, körnigen Aggregaten, besonders massenhaft bei Pajsberg und im Kirchspiel Nordmarken in Wermland im dolomitischen Urkalkstein; in geringerer Menge bei Ilfeld im Harz und Ilmenau im Thüringer Wald mit Schwerspat und mit anderen Manganerzen: Braunit und besonders Pyrolusit, mit denen zusammen er einen Bestandteil des Braunsteins bildet. Zuweilen Pseudomorphosen nach Kalkspat, Manganit etc.

Fig. 415.

Hetairit, in schwarzen halbmetallischen, z. T. fasrigen, nierigen Krusten von Sterling Hill (in N.-Jersey) soll ein zinkhaltiger Hausmannit sein.

Mennige. Pb_3O_4. Morgenrote bis gelbe fettglänzende Massen: Bleialf in der Eifel, Badenweiler im Schwarzwald, Dernburg in Nassau, in der Provinz Santander in Spanien etc. Die natürliche Entstehung ist meist zweifelhaft, bildet aber Pseudomorphosen nach Bleiglanz und Weißbleierz.

Isodimorphe Reihe des Spinells.

Die regulären Mineralien von der allgemeinen Formel $MO \cdot R_2O_3 = M^{II}R^{III}_2O_4$ bilden in vielfachen isomorphen Mischungen die isomorphe Reihe des Spinells im engeren Sinn. Heteromorph damit ist die rhombische Reihe, die aber nur den Chrysoberyll enthält, der in der regulären Reihe kein genaues Analogon hat.

a) Reguläre Reihe (Spinellgruppe).

Spinell: $MgO \cdot Al_2O_3 = MgAl_2O_4$.
Blauer Spinell und Chlorospinell: $MgO \cdot (Al, Fe)_2O_3 = Mg(Al, Fe)_2O_4$.
Hercynit: $(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3 = (Mg, Fe)Al_2O_4$.
Ceylanit: $(Mg. Fe)O \cdot (Al, Fe)_2O_3 = (Mg, Fe)(Al, Fe)_2O_4$.
Picotit: $(Mg, Fe)O \cdot (Al, Fe, Cr)_2O_3 = (Mg, Fe)(Al, Fe, Cr)_2O_4$.
Chromeisenstein: $(Fe, Mg, Cr)O \cdot (Cr, Al, Fe)_2O_3 = (Fe, Mg, Cr)(Cr, Al, Fe)_2O_4$.
Zinkspinell: $ZnO \cdot Al_2O_3 = ZnAl_2O_4$.
Franklinit: $(Zn, Fe, Mn)O \cdot (Fe, Mn)_2O_3 = (Zn, Fe, Mn)(Fe, Mn)_2O_4$.
Manganspinell: $(Mn, Mg)O \cdot (Fe, Mn)_2O_3 = (Mn, Mg)(Fe, Mn)_2O_4$.
Jakobsit: $MnO \cdot (Fe, Mn)_2O_3 = Mn(Fe, Mn)_2O_4$.

Magnoferrit: $MgO . Fe_2O_3 = MgFe_2O_4$.
Magneteisen: $FeO . Fe_2O_3 = FeFe_2O_4$.
Titanmagneteisen: TiO_2-haltiges Magneteisen.
? Uranpecherz: $UO . U_2O_3 = UU_2O_4$.

b) Rhombische Reihe.

Chrysoberyll: $BeO . Al_2O_3 = BeAl_2O_4 . a : b : c = 0{,}4700 : 1 : 0{,}5800$.

a) Reguläre Reihe (Spinellgruppe).

Edler Spinell.

$MgAl_2O_4$, 28,13 MgO und 71,87 Al_2O_3, etwas Cr_2O_3, FeO, Fe_2O_3, SiO_2. Hauptsächlich Oktaeder, oft mit abgestumpften Kanten (Granatoeder) und von den Flächen aus vierflächig durch das Ikositetraeder $3O3$ (311) zugeschärften Ecken (Fig. 85), während die sonst häufige Form $2O2$ (211) hier fehlt. Zwillinge nach der Oktaederfläche (Fig. 266), sehr gewöhnlich; diese heißen danach allgemein Spinellzwillinge. Die Zwillingsbildung wiederholt sich zuweilen reihenförmig (Zwillingslamellen) oder cyklisch. H. = 8. Spröde. Muschliger Bruch. G. = 3,5—4,1. Durchsichtig bis durchscheinend, lebhaft glasglänzend. Farblos (selten), hellrot (Balas-Rubin), rot mit einem Stich ins Blaue oder Violette (Almandinspinell), gelbrot (Rubicell) und hauptsächlich rubinrot und dem Rubin oft sehr ähnlich (Rubinspinell). Da der Rubin zuweilen in der dem regulären Oktaeder ähnlich aussehenden Kombination: $R(10\bar{1}1)$, und $0R$ (0001) vorkommt (Fig. 407), so ist es manchmal nicht leicht, Spinell neben Rubin zu erkennen; die Betrachtung im polarisierten Licht und mit dem Dichroskop läßt aber den isotropen Spinell von dem doppeltbrechenden Rubin leicht unterscheiden (pag. 511). Beim Glühen farblos, beim Erkalten wieder rot, aber nicht vorher grün wie Rubin; unschmelzbar. Von Säuren nicht angegriffen. In Boraxglas schwierig gelöst. Durch Schmelzen mit $HKSO_4$ aufgeschlossen. In losen, selten großen Krystallen und Körnern in den Edelsteinseifen von Ceylon, Birma, Siam. Auch auf der ursprünglichen Lagerstätte im körnigen Kalk ist er ein steter Begleiter des edlen Korunds. Benutzung wie Rubin als Edelstein etc.

(Strüver, Zeitschr. f. Kryst. II, 1878, 480.)

Blauer Spinell. $Mg(Al, Fe)_2O_4$ mit 3,57 Fe_2O_3. Hellblaue trübe Oktaeder im Kalk von Åker in Södermanland (Schweden) und von Sussex Co. (New-York); durchsichtig in den Edelsteinseifen von Ceylon. Ähnlich zusammengesetzt ist der *Chlorospinell* (mit 9—15 % Fe_2O_3), smaragdgrüne, durch etwas CuO gefärbte Oktaeder aus dem Talkschiefer bei Slatoust im Ural.

Ceylanit (Pleonast, schwarzer Spinell).

$(Mg, Fe)(Al, Fe)_2O_4$, bis 20 %, FeO. Krystallisiert wie der edle Spinell; zuweilen sehr flächenreich. Selten Würfel (Wakefield in Ontario, Kanada). G. $> 3{,}65$; H. = $7\frac{1}{2}$. Schwarz, aber dunkelflaschengrün

durchscheinend. Kontaktmineral, oft in größeren Krystallen. Mit grünem Augit am Monzoni in Tirol; im Kalk zu Warwik und Amity in New-York und an vielen anderen Stellen in Nord-Amerika; im Barsowit des Ural mit Korund; ausgezeichnet in den Auswürflingen der Somma und des Albanergebirges bei Rom in kleinen glänzenden aufgewachsenen Krystallen. Im Schuttgebirge auf Ceylon in großen Krystallen, ferner an der Iserwiese etc.

Der *Hercynit* von Ronsberg im Böhmerwald in losen Blöcken mit Granat und Hornblende (Ronsberger Smirgel) und im Veltlin, feinkörnige schwarze Massen, keine deutlichen Krystalle. $(Fe, Mg) Al_2 O_4$; überwiegend *Fe*, wenig *Mg*. G. = 3,9. H. = $7^1/_2$—8.

Picotit (Chromspinell). $(Mg, Fe) (Al, Fe, Cr)_2 O_4$ ist ein Chromceylanit mit über 26 % *FeO* und ca. 8 % Cr_2O_3; kleine, stark glänzende Oktaederchen oder unregelmäßig begrenzte Körnchen von schwarzer Farbe, welche ein hellbraunes Pulver geben. In einzelnen Fällen eigentümlich fingerförmig verzweigte Gestalten. Stets tiefbraun durchsichtig in ganz dünnen Schichten (Dünnschliffen). G. = 4,08. H. = 8. In Olivingesteinen von Lherz in den Pyrenäen u. a. a. Orten; vielfach in den im Basalt eingeschlossenen Olivinknollen, sowie in manchen Serpentinen. Ein sog. *Chrompicotit* mit 56 % Cr_2O_3 in dem Olivinfels der Dun Mountains in Neuseeland; sonst wie der gewöhnliche Picotit. In neuerer Zeit in Menge am Scottie Creek, Lillicoot Distrikt, Brit. Kolumbien, mit Serpentin, Feldspat und Quarz auf Gängen in miocänen vulkanischen Gesteinen.

Chromeisenstein (Chromit).

$(Fe, Mg, Cr) (Cr, Al, Fe)_2 O_4$; 40—65 % Cr_2O_3. Besonders *MgO*-reich (14 % *MgO*) der Magnochromit von Frankenstein in Schlesien und ähnlich der Mitchellit von Nord-Karolina. In manchen kommt auch *CrO* vor. Die Zusammensetzung ist sehr schwankend. Krystalle (Oktaeder) sind sehr selten, meist sind es derbe Massen von unvollkommen muschligem bis unebenem Bruch, oder körnige Aggregate. H. = $5\frac{1}{2}$—$6\frac{1}{2}$. Spröde. G. = 4,5—4,8. Pechschwarz mit hellbraunem Strich, unvollkommener fettiger Metallglanz. Zuweilen magnetisch, stets nach dem Glühen auf Kohle. Unschmelzbar. Von Säuren, auch von *HF* kaum angegriffen. Mit Salpeter eine Schmelze, die sich mit gelber Farbe im Wasser löst. In der Boraxperle in der Kälte *Cr*-reaktion, in der Hitze *Fe*-reaktion. Sein Vorkommen ist hauptsächlich an den Serpentin und andere *Mg*-Silikate gebunden, in welchen er sich zuweilen massenhaft findet und aus welchen er auch in die Seifen gelangt: Frankenstein in Schlesien, Kraubat in Steiermark, Insel Unst, Röros in Norwegen, bei Baltimore und sonst in Nord-Amerika, sehr verbreitet im Ural, besonders am Ostabhang; vielfach in Syrien; auch auf den Andamanen in Massen; in Neuseeland, Neukaledonien etc. Wichtigstes Material zur Herstellung von Chrompräparaten; von Bedeutung auch in der Stahlindustrie (Chromstahl). Einziges Chrommineral, das massenhaft vorkommt. Auch in Meteoriten.

Zinkspinell (Automolit, Gahnit).

$ZnAl_2O_4$. 44,2 ZnO, z. T. durch FeO, MnO und MgO vertreten, 55,8 Al_2O_3, zuweilen ist auch etwas Fe_2O_3 vorhanden. Meist in Oktaedern, z. T. ziemlich groß, an denen andere Formen nur untergeordnet vorkommen, und deren Flächen deutliche Bl. Br. parallel gehen. Häufig Spinellzwillinge. Spröde. H. = 8. G. = 4,33—4,35, sogar bis 4,9. Schwärzlich grün, Strich grau, schwach glasglänzend. Durchscheinend bis undurchsichtig. Unschmelzbar. Gibt mit Soda auf Kohle einen Zn-Beschlag. Von Säuren und Alkalien nicht angegriffen. Bei Falun im Talkschiefer, bei Franklin Furnace in New-Jersey im Kalk, ebenso bei Tiriolo in Kalabrien; bei Haddam, Conn. im Granit; auch als Begleiter der brasilianischen Diamanten in den Seifen. Künstlich in den Muffeln bei der Zinkgewinnung.

Ganz ähnliche Mineralien, aber eisenreicher, sind der grünlich schwarze *Kreittonit* $(Zn, Fe, Mg)(Al, Fe)_2O_4$ im Granit von Bodenmais im bayr. Wald und von Piemont; sowie der dunkelbraune *Dysluit* $(Zn, Fe, Mn)(Al, Fe)_2O_4$ im Kalkspat von Sterling Hill in New Jersey.

Franklinit.

$(Zn, Fe, Mn)(Fe, Mn)_2O_4$; 17—25 % ZnO, $4\frac{1}{2}$—$10\frac{1}{2}$ % Mn_2O_3 und bis über 60 % Fe_2O_3. Schwarze Oktaeder mit gerundeten Kanten und Ecken und rötlich braunem Strich. Metallisch glänzend. H. = 6—$6\frac{1}{2}$. G. = 5,0—5,1. Bruch muschlig. Spröde; schwach magnetisch. Unschmelzbar; in heißer HCl löslich unter Cl-Entwicklung. In größerer Menge mit Rotzinkerz im Kalk bei Franklin Furnace (Mine Hill und Sterling Hill) New-Jersey, auf der Grenze gegen New-York. Kleine Kryställchen bei Eibach unweit Dillenburg im Roteisenstein.

Ein Zersetzungsprodukt des Franklinit ist der *Chalkophanit* (Hydrofranklinit) $(Fe, Zn)Mn_2O_5 . 2H_2O = (Fe, Zn)O . 2MnO_2 . 2H_2O$, aus kleinen rhomboedrischen in einer Richtung vollkommen spaltbaren Kryställchen bestehende schwarze Krusten mit braunem Strich, die v. d. L. bronzegelb bis kupferrot werden. Sterling Hill, New-Jersey.

Jakobsit. Stark glänzende, magnetische, schwarze Oktaederchen mit rötlichem Strich. $Mn(Fe, Mn)_2O_4$; im körnigen Kalk von Jakobsberg in Wermland. Es ist ein MnO und Mn_2O_3 enthaltendes Magneteisen. Etwas ähnliches ist der MgO-haltige *Manganspinell* $(Mn, Mg)(Fe, Mn)_2O_4$.

Magneteisen (Magnetit).

Fe_3O_4 oder $FeO . Fe_2O_3$; 72,4 Fe oder 31,03 FeO, 68,97 Fe_2O_3; manganhaltig: Manganomagnetit $(Fe, Mn)(Fe, Mn)_2O_4$ von Longban in Schweden; 56 Mn_3O_4, 44 Fe_3O_4. MgO (bis 6 %, Talkeisenerz); auch TiO_2 ist vielfach vorhanden, namentlich in allen Magneteisen, die mit Eruptivgesteinen in Verbindung stehen (vergl. unten oktaedrisches Titaneisen).

Krystalle sehr häufig, meist Oktaeder o; häufig auch Granato-

eder *d*, die Flächen in der Richtung der großen Diagonale stark gestreift und die dreikantigen Ecken durch *o* abgestumpft (Fig. 416). Zuweilen sind die Krystalle auch sehr flächenreich, wie die Fig. 417 zeigt; an diesem Krystall ist außer *o* und *d* noch der Würfel *w*, die Ikositretraeder *m* $= 3O3$ (311) und *n* $= \frac{7}{2}O\frac{7}{2}$ (722), sowie die Hexakisoktaeder *x* $= \frac{21}{5}O3$ (21.7.5) und *y* $= 5O\frac{5}{3}$ (531). Auch $2O2$ (211), $2O$ (221) etc. sind beobachtet. Selten Würfel (Moßgrube, Nordmark, Schweden). Zwillinge wie beim Spinell sehr häufig; nicht selten einem größeren Individuum Lamellen in Zwillingsstellung nach *O* eingewachsen.

Fig. 416. Fig. 417.

Kein deutlicher Blätterbruch, dagegen infolge der Zwillinglamellierung nach den Flächen von *o* häufig schalige Absonderung; Bruch kleinmuschlig; spröde; H. $= 5\frac{1}{2}$—$6\frac{1}{2}$; G. $= 4{,}9$—$5{,}2$. Eisenschwarz mit schwarzem Strich; undurchsichtig, doch scheinen sehr dünne Lamellen, welche in manchem amerikanischen Glimmer zwischen den Spaltungsflächen eingewachsen sind, mit brauner Farbe durch. Metallglänzend, besonders stark auf dem Bruch, zuweilen auf den Krystallflächen matt. Sehr stark magnetisch, wird aber bei 575° plötzlich unmagnetisch, um beim Abkühlen diese Eigenschaft wieder anzunehmen. Es wirkt retraktorisch, aber z. T. auch attraktorisch (natürlicher Magnet), besonders angewitterte derbe Stücke; zuweilen sogar polar. V. d. L. schwer schmelzbar; als Pulver in HCl leicht löslich; wird auch von HF allmählich gelöst.

Die deutlichen Krystalle sind vielfach eingewachsen, so in großer Zahl in den Talk- und Chloritschiefern der Tiroler Alpen, im Zillertal etc. (Oktaeder), sowie in anderen Teilen der Alpen, bei Zöptau in Mähren, Falun in Schweden etc.; bei Valencia in Spanien im Gips. Aufgewachsene Krystalle, auf derbem Magneteisen oder anderen Gesteinen, bes. auf krystallinischen Schiefern, ebenfalls in den Alpen (Traversella in Piemont, Binnental im Wallis, Monzoni in Tirol), in vulkanischen Auswürflingen des Albaner Gebirges und des Vesuvs; ferner im Riesengebirge, in Schweden an mehreren Orten, ebenso im Ural (Miask, Slatoust, Achmatowsk etc.). Einzelne derbe Körner finden sich in Granit, Gabbro, Diabas, Basalt und anderen Eruptivgesteinen, besonders basischen, auch im Gneiß und anderen krystallinischen Schiefern, oft reichlich eingesprengt. Basalt und andere Gesteine werden durch feinverteiltes M. schwarz gefärbt. Zusammenhängende derbe Massen haben zuweilen eine gewaltige Ausdehnung, mit Eisenglanz (siehe diesen) und anderen Eisenerzen ganze Berge bildend. So z. B. die stockförmigen Lagerstätten

in den krystallinischen Schiefern des Riesengebirges (Schmiedeberg), Erzgebirges (Schwarzenberg und Berggieshübel in Sachsen), Thüringer Waldes (Schmiedefeld bei Suhl); bei Kirlibaba in der Bukowina; ferner auf Elba und bei Traversella in Piemont. Vorzugsweise aber im Norden: hier ist eines der eisenreichsten Länder der Erde Schweden, in welchem eine eisenerzreiche Zone, das „Järnbäraland", von Singö, gegenüber den Alandsinseln, von ONO nach WSW hinzieht, in welcher ganze Eisenberge, zumeist Magneteisen, weniger Eisenglanz, getrennt oder nebeneinander, sich finden. Die Erzmassen, welche vielfach mit Silikaten (Augit, Hornblende, Epidot, Granat etc.) gemengt sind, bilden Einlagerungen in den krystallinischen Schiefern in verschiedener Form, vorzugsweise auf der Grenze zum körnigen Kalk. Hier sind die hochberühmten Eisenerzlager von Dannemora bei Upsala, sodann die zahlreichen Lager in Westmanland (Norberg etc.), Wermland (Nordmark, Persberg, Longban) und anderen Gegenden; etwas abseits liegen die ziemlich viel Eisenglanz führende Magneteisenlagerstätte von Utö bei Stockholm und namentlich die lappländischen Eisenerzberge, von denen der von Gellivara, 5 km lang, 1—3 km breit und 1281 m hoch, der bekannteste ist. Arm an Magneteisen (und anderen Eisenerzen) ist Norwegen (Arendal). Reich dagegen ist wieder der östliche Ural, wo zahlreiche Magneteisenmassen, ebenfalls wie in Schweden, den krystallinischen Schiefern, aber auch, ähnlich dem Vorkommen vom Taberg am Wettersee in Schweden, dem Syenit und anderen basischen Eruptivgesteinen (Diabas, Gabbro etc.) als lokale Anreicherung eingelagert sind, und von denen sich manche gleichfalls zu Magneteisenbergen erheben, wie der berühmte Goro Blagodat und mehrere andere. Besonders reich an Magneteisen in Gängen im Diorit ist die Gegend von Slatoust; im ganzen aber in Gängen selten. An manchen Stellen kommt mit dem Magneteisen auch Roteisenstein vor. Reich an Magneteisen ist auch Nordamerika, bes. im Staat New-York; Brasilien etc. Kontaktbildung im Kalk: Moravicza im Banat. Zuweilen im Sande vieler Seen, Bäche und Flüsse, auch der Ostsee als Magneteisensand.

Das Magneteisen bildet eines der wichtigsten Eisenerze und findet sich in diesen Lagerstätten in verschiedenen Strukturformen, meist mehr oder weniger fein- bis grobkörnig, die Körner der Aggregate fest oder locker verbunden; auch dicht. Besondere Erwähnung verdient der Magneteisenmulm von der Grube Altebirke im Siegenschen, wo Basalt den Spateisenstein durchsetzt und im Kontakt in mulmiges Magneteisen verwandelt hat. Durch Oxydation geht Magneteisen zuweilen in Fe_2O_3 über und bildet Pseudomorphosen von Fe_2O_3 in Oktaederform, die aber roten Strich haben (Martit von Brasilien etc.). Geht auch in Brauneisenstein über.

Titanmagneteisen (oktaedrisches Titaneisen, Trappeisenerz, schlackiges Magneteisen).

Hier ist ein Teil des Fe_2O_3 durch $FeTiO_3$ ersetzt. Der TiO_2-Gehalt schwankt zwischen 8 und 25 % (vergl. oben bei Titaneisen pag. 519). Deutliche oktaedrische Krystalle selten; findet sich hauptsächlich im Basalt und anderen vulkanischen Gesteinen, zuweilen neben Ilmenit, in einzelnen kleinen Flittern oder größeren Körnern von ausgezeichnetem muschligem Bruch und sehr starkem Metallglanz. Schwarz mit schwarzem Strich, und ebenso stark magnetisch, wie Magneteisen. G. = 4,8—5,0. Hauptfundorte sind der Basalt von Unkel am Rhein, Meiches in Hessen etc. Besonders verbreitet ist das titanhaltige Magneteisen im Sande vieler Bäche und Flüsse, Seen und Meere (Titaneisensand), mit nichtmagnetischen Ilmenitkörnern gemengt. Die schwarzen Körner des Magneteisens lassen sich mit dem Magnet ausziehen. So z. B. aus dem Sande der Ostsee, aus dem Sande vieler Seen des norddeutschen Flachlands, z. B. dem des Müggelsees bei Berlin, ferner aus dem Sande der Elbe, des Rheins etc. Besonders zu erwähnen ist die Iserwiese, wo schwarze, oft ziemlich große Titaneisenkörner in Menge sich im Sande finden (*Iserin*). Auch sie sind teils magnetisch und gehören hierher, teils nicht magnetisch und gehören zum rhomboedrischen Titaneisen (siehe dieses). Geht wie der Ilmenit durch Umwandlung in Leukoxen über (siehe diesen).

Magnoferrit (Magnesioferrit). Sublimationsprodukt des Vesuvs; $MgFe_2O_4$, schwarzglänzende Oktaeder mit dunkelrotem Strich auf Eisenglanz, mit dem er oft in krystallographisch definierbarer Weise verwachsen ist.

Uranpecherz (Nasturan, Pechblende, Uranin, Uraninit).

UU_2O_4, doch ist die Masse durch *Pb* (3—10 % PbO), *Fe*, *Ca*, *As*, *Bi*, SiO_2, H_2O und andere Stoffe sehr stark verunreinigt, so daß die Zugehörigkeit zur Spinellgruppe zweifelhaft ist. Selten sind mehr als 80 % Uranoxyde vorhanden. Ein *Y*-haltiges Uranpecherz ist *Nivenit* genannt worden. Manche Uranpecherze enthalten auch *Ce*, *La* etc. und besonders *Th* (*Thoruranin* von Moß in Norwegen = *Bröggerit* und von Garta bei Arendal = *Cleveit*, der auch Argon und Helium enthält). In anderen Uranpecherzen wurde auch Stickstoff gefunden. Krystalle (meist reguläre Oktaeder) sind selten; fast stets derbe Massen, vielfach mit nierenförmiger Oberfläche, auch körnig, stenglig, dicht etc. Bruch muschlig, spröde. H. und G. bei verschiedenen Vorkommen sehr verschieden: H. = 3—6, G. = 4,8—9,0. Pechschwarz, auch ins Grünliche oder Bräunliche, Strich hellgrün bis braunschwarz; matter fettartiger Metallglanz; undurchsichtig. Unschmelzbar; in HNO_3 in der Wärme leicht löslich, aber nicht in HCl. Auf Erzgängen mit Bleiglanz und Silbererzen, bes. im Erzgebirge (Schnee-

berg, Joachimsthal etc.), bei Přibram, in Cornwall. In granitischen Gesteinen in Norwegen (bei Strömsheim in Säterdalen) Krystalle, sog. *Uranoniobit*, mit einem kleinen Nb_2O_5-Gehalt, auch bei Moß und Garta (siehe oben) in regulären Oktaedern; am Oberen See in Nord-Amerika (eine unreine Varietät von da erhielt den Namen *Coracit*), bei Branchville in Connecticut, Mitchell Co. in N. Carolina etc. im Granit eingewachsen. Überall spärlich. Hauptmaterial für Uranpräparate, besonders in der Porzellanmalerei wichtig. Verwittert leicht und gibt zur Entstehung aller anderen U-haltigen Mineralien (Gummit, Uranocker, Uranophan, Uranphosphate etc.) Veranlassung. Bei der Verwitterung vermindert sich G. und H. Ein solches stark angewittertes Uranpecherz ist z. B. das *Pittinerz* aus dem Erzgebirge mit grünem Strich. H. = 3—4. G. = 4,8—5,8.

(v. Foullon, Jahrb. k. k. Reichsanstalt 1883; Blomstrand, Journ. prakt. Chem. Bd. 29, 1884, pag. 191; Hillebrand, Amer. Journ. Bd. 40, 1890, pag. 384 und 42, 1891, pag. 390.)

b) Rhombische Reihe.

Chrysoberyll (Cymophan, Alexandrit).

$BeAl_2O_4 = BeO.Al_2O_3$. 19,72 BeO mit etwas Fe_2O_3, TiO_2 und Cr_2O_3. Rhombisch; $a:b:c = 0{,}4702:1:0{,}5800$. Die Krystalle sind stets mehr oder weniger dick tafelförmig nach der Querfläche M. Die Krystallform ist sehr ähnlich der des Olivins. Eine gewöhnliche Kombination ist die folgende (Fig. 418) allerdings meist nur in Zwillingsverwachsung

Fig. 418. Fig. 419. Fig. 420.

vorkommende (vergl. Fig. 420): $z = \infty P$ (110); $z/z = 129^0\ 38'$; $M = \infty \bar{P}\infty$ (100) mit deutlicher Vertikalstreifung; $T = \infty \breve{P}\infty$ (010), außerdem: $s = \infty \breve{P}2$ (120), $s/s = 93^0\ 33'$ (vorn). Auf z ist das Oktaeder $o = P$ (111), auf s das Oktaeder $n = 2\breve{P}2$ (121) gerade aufgesetzt, T, n, o liegen in einer Zone; $o/o = 107^0\ 29'$ (S. K.), $86^0\ 16'$ und $139^0\ 53'$ (E. K.). Die seitliche E. K. von o wird durch das Brachydoma $i = \breve{P}\infty$ (011) abgestumpft; $i/i = 119^0\ 46'$ (oben). Ausgezeichnete Zwillingsbildung; die Zwillingsfläche ist $3\breve{P}\infty$ (031). Die Flächen M fallen dann in ein Niveau. Dadurch entstehen zuweilen Zwillinge wie Fig. 419, welche ein beinahe gleichseitiges Dreieck bilden; die gemeinsame Fläche M hat längs der auf i (in der Figur steht fälschlich l) senkrechten Höhenlinie, nach welcher die Zwillings-

grenze verläuft, eine ausgezeichnete federartige Streifung; außer *M* sind hier nur die Flächen *i, s, o* als schmale Facetten entwickelt. Diese Zwillingsbildung wiederholt sich, an das zweite wächst ein drittes Individuum, alle drei wachsen über den gemeinsamen Berührungspunkt hinaus fort, scheinbare Sechslinge von pseudohexagonaler Form bildend (Fig. 420), wo die federartige Streifung auf *M* und die einspringenden Winkel *n/n* die Zwillingsgrenzen angeben und zwei in diesen zusammenstoßende Flächen *o* und *ϱ* beinahe genau in eine Richtung fallen. Die konstituierenden Individuen dieses Drillings sind hier ähnlich wie in Fig. 418 begrenzt. Deutlicher Bl. Br. ‖ *T*; Bruch muschlig. H. = $8\frac{1}{2}$, folgt in der Härte auf Korund. G. = 3,65 bis 3,8. Durchsichtig bis durchscheinend; spargelgrün bis schwefelgelb, vielfach mit einem bläulichen wogenden Lichtschein, der besonders auf rundlichen Oberflächen hervortritt (Cymophan). Merklicher Pleochroismus; nach *a, b, c* schwingende Strahlen bezw. spargelgrün, gelblichgrün und fast farblos. Manche Varietäten (Alexandrit) sind infolge eigentümlicher Absorptionsverhältnisse smaragdgrün bei Tageslicht, blaurot beim Hindurchsehen nach einer Lampe. Hier ist der Pleochroismus: *a* columbinrot, *b* orangegelb, *c* smaragdgrün. Opt. A. E. *ac*; + M. L. *c*. $2E = 84^0\ 43'$. $\varrho > v$. $\beta = 1{,}748$. Unschmelzbar, in Säuren unlöslich; wird mit Kobaltsolution blau.

Nur Krystalle, dünne Platten oder dicke Tafeln nach *M*; eingewachsen, in Granit, häufiger in Gneiß und Glimmerschiefer; oder auch lose, mehr oder weniger abgerollt im Schuttgebirge. Im Gneiß von Marschendorf in Mähren und im Granit bei Haddam in Connecticut hellgrüne dünne Plättchen, wie z. B. Fig. 419. Smaragdgrün im Glimmerschiefer der Tokowoja im Ural, östl. von Katharinenburg (Alexandrit). In den Edelsteinseifen von Ceylon und Brasilien (Minas novas), meist spargelgrüne lose Körner. Diese zeigen hauptsächlich das erwähnte wogende Licht, aber man bemerkt es auch an einzelnen mit ihnen zusammen in Ceylon vorkommenden smaragdgrünen Alexandritgeschieben. Sehr geschätzter Edelstein; die spargelgrünen Exemplare mit wogendem Licht, die vorzugsweise aus Ceylon stammen, werden Katzenauge (zum Unterschied von dem unten zu betrachtenden Quarzkatzenauge (pag. 547) auch echtes, ceylonesisches oder orientalisches Katzenauge) genannt. Die entsprechenden Alexandrite geben die Alexandritkatzenaugen.

(Klein, N. Jahrb. Min. etc. 1869, 1871; Cathrein, Zeitschr. f. Kryst. VIII; Frischmann, Sitzgsber. Münch. Ak. 1867; Hessenberg, Min. Notizen 1861; Goldschmidt, Preiswerk und Melczer, Zeitschr. f. Kryst. XXXIII, 1900 an verschiedenen Stellen.)

Oxyde RO_2.

Der größte Teil der hierher gehörigen Mineralien, und zwar diejenigen, welche SiO_2, TiO_2, ZrO_2, SnO_2, MnO_2 und PbO_2 enthalten, bilden eine zusammenhängende

isodimorphe Reihe. Eine Übersicht hierüber gibt folgende Tabelle, in welcher lauter heteromorphe, gleich zusammengesetzte Mineralien in einer vertikalen, lauter isomorphe in einer horizontalen Reihe stehen:

SiO_2.	TiO_2.	SnO_2.	$ZrO_2.SiO_2$	$ThO_2.SiO_2$	PbO_2	MnO_2
Opal.	.	.	.	.	.	.
amorph.	.	.	.	.	.	.
Quarz.	.	.	.	.	.	.
hexagonal.	.	.	.	.	.	.
1 : 1.0999.	.	.	.	.	.	.
Quarzin.	.	.	.	.		.
Chalcedon.	.	.	.	.	.	.
Lutecit.	.		.	.	.	.
Christobalit.	.	.	.	.	.	.
pseudo-	.	.	.	.	.	.
regulär-	.	.	.	.	.	.
quadratisch.	.	.	.	.	.	.
Tridymit	*Brookit.*	.	.	.		.
Asmanit.	rhombisch.	.	.	.	.	.
rhombisch.	0.8416:	.	.	.	.	.
0.8602 : 1 :	1 : 0.9444.	.	.	.	.	.
0.9685.	.	.	.	.	.	.
	Anatas.	.	.	.	.	.
	quadratisch.	.	.	.	.	.
	1 : 1.7771.	.		.	.	.
	Rutil.	*Zinnstein.*	*Zirkon.*	*Thorit.*	*Plattnerit.*	*Polianit.*
	alle quadratisch: a : c =					
	1 : 0.6442.	1 : 0.6724.	1 : 0.6404.	1 : 0.6404.	1 : 0.6764.	1 : 0.6647.
			Baddeleyit. ZrO_2			
			monoklin.			

SiO_2 ist also polymorph, findet sich mindestens in vier verschieden krystallisierten Modifikationen und kommt außerdem noch amorph vor. TiO_2 ist trimorph (vergl. hierüber Schrauf, Zeitschr. f. Kryst. Bd. IX. 1884. pag. 433). Die quadratischen Formen von Rutil und Anatas können nicht aufeinander zurückgeführt werden, was daraus hervorgeht, daß das Verhältnis der Hauptachsen: $\frac{0.6442}{1.7771}$ irrational ist. Daß beide trotz des gleichen Krystallsystems doch in ihrer Substanz verschieden sind, zeigt auch das verschiedene spezifische Gewicht beider (siehe unten).

Kieselsäuremineralien.

Opal.

SiO_2, in einzelnen Fällen wasserfrei, gewöhnlich wasserhaltig mit 1—21% H_2O, selten mehr, meist zwischen 3 und 10%; dasselbe geht schon bei wenig erhöhter Temperatur fort und ist daher wohl nicht ein wesentlicher Bestandteil. Vieler Opal ist als eingetrocknete Kieselgallerte anzusehen, in welcher beim Festwerden eine mehr oder weniger große Menge Wasser lose gebunden zurückblieb. Zuweilen wurde die Kieselgallerte noch teilweise weich gefunden, z. B. bei dem CaO und Al_2O_3 enthaltenden *Alumocalcit* von Eibenstock in Sachsen. Die Opal

bildende Kieselsäure entstammt Silikatgesteinen, besonders jüngeren Eruptivgesteinen, mit denen das Mineral sehr häufig in Verbindung steht. Bei der Verwitterung und noch mehr bei der Zersetzung durch heiße Quellen, entstehen SiO_2-haltige Lösungen, aus denen sich beim Verdunsten oder bei der Erkaltung Opal, vielfach in Gesellschaft anderer Kieselsäuremineralien (Quarz, Chalcedon, Tridymit etc.) ausscheidet, häufig durch Vermittlung des Lebensprozesses von Pflanzen und Tieren. In vielen Fällen sind auch noch fremde Substanzen, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, CaO, Alkalien etc. vorhanden, manche Varietäten des Opals sind sogar sehr stark verunreinigt. In einigen Opalen sind Tridymittäfelchen in Menge eingewachsen, besonders im sog. Milchopal. Ein mit Auripigment imprägnierter Opal ist der pomeranzengelbe *Forcherit* von Kittelfeld in Steiermark.

Der Opal ist amorph, entweder ganz unregelmäßig begrenzt, oder sinterartig mit nieriger und traubiger Oberfläche aufgewachsen, auch stalaktitisch, oder als rundliche Knollen in anderen Gesteinen eingewachsen, sowie in Form von anderen Mineralien als Pseudomorphosen; endlich als Versteinerungsmittel, besonders von Holz. Findet sich auch in lockeren, zwischen den Fingern zerreiblichen Aggregaten oder vollkommen erdig, oft als ein unfühlbar feines Pulver. Nicht erdige Varietäten sind spröde. H. = $5\frac{1}{2}$—$6\frac{1}{2}$; G. = 1,9—2,5, je nach der Reinheit, der reinste 2,15—2,20. Alle Grade der Durchscheinenheit: vollkommen durchsichtig bis undurchsichtig. An sich farblos, aber häufig durch Beimischungen, namentlich eisenhaltiger Bestandteile, mehr oder weniger intensiv gefärbt: gelb, braun, rot, grün, schwarz, selten blau. Glasglanz, zuweilen ins Fette. An sich einfache Lichtbrechung, aber durch innere Spannungen häufig anomal doppelbrechend. V. d. L. meist stark zerknisternd und unschmelzbar. Gibt meist im Kolben eine nicht unerhebliche Menge Wasser. Von HCl nicht angegriffen; in HF und in heißen Alkalien löslich. Entwässerter Opal löst sich in der Sodaperle unter Blasenwerfen infolge Entweichen von CO_2.

Nach den speziellen Verhältnissen, dem Aussehen, beruhend auf Farbe, Glanz, Durchscheinenheit etc., und nach den fremden Beimengungen unterscheidet man eine Anzahl von Varietäten, welche mit besonderen Namen belegt worden sind.

Hyalit (Glasopal). Wasserhelle, glasartige, bis fingerdicke Krusten mit kleintraubiger Oberfläche, meist auf Basalt, aber auch auf anderen Silikatgesteinen, zuweilen sogar auf Moosen und Flechten aufsitzend, was die Neuheit der ganzen Bildung beweist; häufig anomal doppelbrechend. $n = 1{,}4347$—$1{,}4555$ (r). Kaiserstuhl bei Freiburg i. Br., Erlenbach bei Frankfurt a. M., Ostheim und a. O. bei Hanau, Waltsch in Böhmen etc. auf Basalt. Jordansmühl in Schlesien auf Serpentin etc.

Ähnlich der kleintraubige, perlmutterglänzende, aber trübe, weiße *Perlsinter* (Fiorit) von Sta. Fiora in Toskana.

Edler Opal. Meist milchweiß, bläulich, auch gelblich, grau und schwarz, in bunten prächtigen Farben spielend, die von haarfeinen Rissen ausgehen und eine Erscheinung des Irisierens darstellen (264). Matter Glasglanz, muschliger Bruch, durchscheinend bis halb durchsichtig; $n = 1{,}442$—$1{,}446$ (r.). Wertvoller Edelstein. In Form dünner Schnüre, kleiner Flitter und größerer Partien mit anderen Opalvarietäten gemengt in einem grauen Trachyttuff (sog. Opalmutter), durch dessen Verwitterung er sich gebildet hat, bei Cerwenitza zwischen Eperies und Kaschau in Ungarn. Er wird hier systematisch gewonnen. Ähnlich in Mexiko, Guatemala etc. In Queensland und Neu-Süd-Wales in Australien in Menge in einem braunen Sandstein, z. T. als Versteinerungsmittel von Holz, Muschelschalen etc., sowie in ausgezeichneten Pseudomorphosen, wahrscheinlich nach Gips, die rundliche Konkretionen bilden. Grau in Japan.

Gemeiner Opal. Ohne Farbenspiel: halbdurchsichtig bis durchscheinend, farblos und in verschiedenen Farben, aber selten intensiv gefärbt, weil noch ziemlich rein; ziemlich starker Glas-, zuweilen Fettglanz. Meist aus der SiO_2 verwitterter Silikatgesteine (bes. vulkanischer Gesteine) gebildet und in diesen (oder in deren Nähe) abgelagert, als Ausfüllungen von Spalten und Klüften und anderen Hohlräumen, als krustenförmige Überzüge, stalaktitische Zapfen, runde Knollen etc. Wichtige Fundorte sind bei Hanau im Basalt, bei Tokaj, Telkibanya etc. in Ungarn im Trachyt, ebenso in Mexiko, Mittelamerika an vielen Orten etc. Einige mit besonderen Namen belegte Abänderungen des gemeinen Opals sind: *Feueropal,* dunkelweingelb bis hyacintrot, halbdurchsichtig, im Trachyt oder Perlstein von Zimapan in Mexiko. *Milchopal,* milchweiß (etwas bläulich), halbdurchsichtig. *Prasopal,* durch *Ni* apfelgrün gefärbt, im Serpentin der Gegend von Frankenstein in Schlesien, wo auch noch andere Opalvarietäten vorkommen. *Wachsopal,* von der Farbe, dem Glanz und dem Aussehen des Wachses, von Telkibanya und anderen Orten in Ungarn im Trachyt, ebenfalls mit anderen Opalarten zusammen. *Hydrophan,* bräunlich und höchstens kantendurchscheinend; ins Wasser gelegt wird er durch Aufnahme von Wasser in seine Poren halbdurchsichtig und zuweilen sogar farbenspielend wie edler Opal (sog. Weltauge); infolge der Porosität an der Zunge klebend. Hubertsburg in Sachsen, Cerwenitza etc. Gemeiner Opal auch als Neubildung in manchen Erzgängen des Erzgebirges.

Halbopal. Durchscheinend bis undurchsichtig, wenig glänzend, zuweilen ins Fette, häufig stark gefärbt durch fremde Beimengungen, rot, braun, gelb, grün etc., zuweilen mehrere Farben an einem Stück.

Vorkommen in derselben Weise wie der gemeine Opal, und auch an denselben, sowie an vielen anderen Orten und durch alle möglichen Übergänge mit ihm zusammenhängend. Hierher gehört der *Holzopal*, in Opal versteinertes Holz, häufig im niederhessischen Basaltgebiet und in Ungarn; *Kacholong*, nierenförmige und traubige, matte, weiße Überzüge auf vulkanischen Gesteinen auf Island, den Färöer etc., auf Brauneisenstein bei Hüttenberg in Kärnten etc. Der Halbopal hängt durch allmähliche Übergänge zusammen mit *Jaspopal* und *Opaljaspis*. Dies sind noch unreinere Opalmassen, namentlich stark eisenhaltig, bis 40 % Fe_2O_3 (Eisenopal), daher intensiv gelb, braun und rot und von hohem spez. Gewicht, bis G. = 2,5. Sie vermitteln z. T. den Übergang zwischen Opal und Jaspis. Eine grüne ungarische Varietät ist *Chloropal* genannt worden.

Die in manchen heißen Quellen gelöste SiO_2 scheidet sich beim Erkalten des Wassers als Opal aus, wodurch sinterartige Neubildungen dieses Minerals von der verschiedenartigsten Beschaffenheit entstehen. Hauptgebiete solcher Opalsinter sind die Umgebungen des Geysirs in Island, das Yellowstonegebiet in Nordamerika, die Nordinsel von Neuseeland etc., überall in Verbindung mit vulkanischen Gesteinen. Hierher gehört der *Kieselsinter* (Geyserit), krustenförmig mit nieriger und traubiger Oberfläche diese Gesteine bedeckend, auch tropfsteinförmig, z. T. ziemlich glänzend, meist matt, farblos bis graulich, gelblich und rötlich, durchscheinend bis undurchsichtig. Auch in dickeren Lagen mehr oder weniger deutlich geschichtet, zuweilen stark porös und wenig kompakt bis fast erdig (*Kieseltuff*).

Zum Opal werden wegen der übereinstimmenden Eigenschaften des spezifischen Gewichts und der Löslichkeit in Alkalien auch die Zusammenhäufungen von aus SiO_2 bestehenden Diatomeenpanzern gerechnet, welche oft rein weiße, lockere bis äußerst feinerdige, mehlartige, zuweilen auch etwas kompaktere, mehr oder weniger deutlich geschichtete Ablagerungen von erheblicher Ausdehnung bilden. Es ist das, was als Bergmehl, Kieselguhr, Tripel, Infusorienerde etc. bezeichnet wird. Große Massen davon finden sich im Spreebett bei Berlin, in der Lüneburger Heide, im Vogelsberg, in der Auvergne (Randanit), bei Paris, in Nordafrika (Tripolis, daher *Tripel*) etc. Lokal an manchen dieser Orte, besonders schön aber bei Paris, bei Bilin und Franzensbad in Böhmen, im Habichtswald etc. sind diese Massen äußerst fein geschichtet und bestehen aus papierfeinen Lagen von etwas kompakterer Beschaffenheit, die wegen großer Porosität an der Zunge kleben (Klebschiefer oder Polierschiefer). Benutzt werden alle diese Substanzen als äußerst feines Poliermittel und zu anderen technischen Zwecken.

Der Polierschiefer ist zuweilen durch organische Substanz dunkelgefärbt und lederartig zähe. Er bildet dann die *Papierkohle* (Dysodil), (Vogelsberg, Rhön, Siebengebirge). In diesen stets mehr oder weniger lockeren Massen sind nicht selten feste Opalknollen eingelagert, so der *Menilit*, undurchsichtig, matt, braun oder rauchgrau, runde Konkretionen im Klebschiefer von Ménilmontant bei Paris bildend und der lockere, poröse, daher auf Wasser schwimmende *Schwimmkiesel* von St. Ouen bei Paris.

(Behrens, Sitzgsber. Wiener Ak. Bd. 64, 1871.)

Quarz.

SiO_2, 46,67 *Si*, 53,33 *O*. Zuweilen fast chemisch rein, häufig auch mehr oder weniger stark verunreinigt durch Fe_2O_3, Al_2O_3, Mn_2O_3, MgO, CaO, H_2O, sowie durch organische Substanzen. Flüssigkeiten (Wasser und flüssige Kohlensäure) mechanisch eingeschlossen in Schwärmen von mikroskopisch kleinen Poren, oder auch zuweilen in größeren Hohlräumen, in denen man eine Luftblase (Libelle) auf der Flüssigkeit hin- und hergehen sieht (Poretta bei Bologna). Auch Krystalle anderer Mineralien sind im Quarz sehr häufig eingewachsen, und zwar findet man solche fremde Einschlüsse im Quarz in größerer Mannigfaltigkeit, als in irgend einem anderen Mineral.

Hexagonal, aber nicht vollflächig, sondern trapezoedrisch-tetartoedrisch. $a : c = 1 : 1{,}0999$. Ein Rhomboeder $P = R$ $(10\bar{1}1)$ mit glänzenden und das Gegenrhomboeder $z = -R$ $(01\bar{1}1)$ mit häufig matten Flächen bilden einen dihexaedrischen Körper, dessen S. K. durch die Flächen des ersten Prismas $r = \infty R$ $(10\bar{1}0)$ gerade abgestumpft werden. Die Flächen r sind horizontal deutlich gestreift; sie sind neben P und z die gewöhnlichsten Flächen des Quarzes; diese drei sind mit verschwindenden Ausnahmen an allen vollständig ausgebildeten Quarzkrystallen stets vorhanden und bilden meist für sich allein eine scheinbar vollflächige Kombination (Fig. 421). $P/z = 133^\circ\ 44'$ (E. K.) und $= 103^\circ\ 34'$ (S. K.); $P/r = z/r = 141^\circ\ 47'$. Bei vielen Krystallen ist r ziemlich lang (Fig. 421), bei manchen bildet r nur schmale Facetten (Fig. 422), in

Fig. 421. Fig. 422. Fig. 423. Fig. 424.

seltenen Fällen fehlt r auch wohl ganz (Fig. 150). Die Flächen P und z sind selten alle ganz gleich groß, wie in Fig. 421, häufig sind die Flächen P und z an Größe verschieden, und zwar ist z meist kleiner, als die zwischenliegenden P (Fig. 423), häufig ist aber auch die Verschiedenheit in der Größe und Ausbildung von P und z und damit z. T. von r eine ganz unregelmäßige, und die Krystalle sind dann nicht selten von der idealen Form (Fig. 421) weit entfernt (Fig. 424). Bei solchen Verzerrungen ist es häufig schwer, die einzelnen Flächen richtig zu deuten, die Streifung auf r zeigt aber meist den Weg. Sehr selten fehlen die Flächen z vollständig, so daß ein Rhomboeder mit dem 1. Prisma nach Art der Fig. 182 kombiniert ist. $P/P = 94^\circ\ 15'$ (E. K.). Neben den Rhomboedern P und z finden sich häufig solche, welche

von der Hauptaxe größere Stücke abschneiden, so daß sie die Kanten P/r, resp. z/r abstumpfen. Dabei ist häufig nur P/r oder nur z/r abgestumpft, je die anderen nicht, oder die Kante P/r ist durch die Flächen anderer solcher steilerer Rhomboeder abgestumpft als die Kante z/r. Solche Rhomboeder, deren zuweilen mehrere übereinander vorkommen, sind z. B. $o = 3R$ $(30\bar{3}1)$, $o/r = 165^0\ 18'$ (Fig. 425); $t = 4R$ $(40\bar{4}1)$, $t/r = 168^0\ 52'$ (Fig. 426); $v = -\frac{7}{2}R$ $(07\bar{7}2)$ (Fig. 427, 433), $v/r = 167^0\ 19'$; $w = -7R$ $(07\bar{7}1)$, $w/r = 173^0\ 35'$, $l = -11R$ $(0.11.\overline{11}.1)$, $l/r = 175^0\ 54'$ u. a. Diese steilen Rhomboederflächen wechseln nicht

Fig. 425. Fig. 426. Fig. 427. Fig. 428.

selten mit den Flächen r treppenförmig ab; dadurch entstehen zuweilen Prismen mit scheinbar konvergierenden Kanten, welche liegen wie die S. K. eines spitzen Rhomboeders, was Fig. 428 andeutet. Stumpfere Rhomboeder als R und z sind selten; so findet sich z. B. zuweilen das nächste stumpfere $\alpha = -\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$, dessen Flächen die E. K. von P gerade abstumpfen, und andere.

Diejenigen Flächen, durch welche die Tetartoedrie am häufigsten in die Erscheinung tritt, sind die Trigonoeder- und Trapezoederflächen.

Von Trigonoedern findet sich sehr häufig: $s = \frac{2P2}{4}$ $(11\bar{2}1)$; in den Zonen $[Pr]$ und $[zr]$ liegend und die Ecken $Pzrr$ abstumpfend, so daß je zwei gegenüberliegende Kanten auf s parallel sind (Rhombenflächen). Sie liegen an einfachen Krystallen oben und unten nur an den abwechselnden Kanten r/r und sind auf diese gerade aufgesetzt, fehlen

Fig. 429. Fig. 430. Fig. 431. Fig. 432. Fig. 433.

dagegen stets an den zwischenliegenden (Fig. 429, 430); $s/r = 142^0\ 3'$, $s/P = s/z = 151^0\ 6'$. Zuweilen haben die Flächen s eine feine Strei-

fung, welche stets in der Richtung der Kante Ps verläuft und mittels welcher man daher die Flächen P von z unterscheiden kann, was häufig durch die Betrachtung der Flächen P und z allein unmöglich ist. Wenn diese Streifung nicht deutlich sichtbar ist, muß man zur Unterscheidung von P und z die Ätzfiguren oder das pyroelektrische Verhalten benutzen (siehe unten). Die Flächen s liegen, wenn man den Krystall mit der Achse c aufrecht und mit einer Fläche P gegen den Beschauer stellt, entweder rechts ($r.\frac{2P2}{4}$ (11$\bar{2}$1)) oder links ($l.\frac{2P2}{4}$ ($\bar{2}$11)) von der unter P liegenden Prismenfläche r: sie gehören entweder einem rechten oder einem linken Trigonoeder an, und man nennt die Krystalle danach rechte (Fig. 429) und linke (Fig. 430). Selten sind die Flächen des Trigonoeders $\xi = \frac{P2}{4}$ (11$\bar{2}$2), welche die abwechselnden Kanten Pz gerade abstumpfen.

Die Flächen der häufigsten Trapezoeder liegen in den Zonen [zr] und stumpfen, wenn die in denselben Zonen liegenden Flächen s vorhanden sind, die Kanten sr ab, liegen also unter den Flächen P, und zwar auch wieder nur rechts an den rechten Krystallen (Fig. 431) oder nur links an den linken (Fig. 432). Sie gehören also zu Skalenoedern von der Stellung des Hauptrhomboeders P, also zu + Skalenoedern und sind somit selbst positiv, und zwar ebenso häufig rechts, als links. Ihre Flächen haben sehr häufig Trapezform, und werden danach Trapezflächen genannt. Die Zahl derselben ist ziemlich groß, die gewöhnlichsten sind $x = + r.\frac{6P\frac{6}{5}}{4}$ (51$\bar{6}$1), resp. $l.\frac{6P\frac{6}{5}}{4}$ (6$\bar{1}\bar{5}$1), $rx = 168° 0'$ und die matte $u = + r.\frac{4P\frac{4}{3}}{4}$ (31$\bar{4}$1), resp. $l.\frac{4P\frac{4}{3}}{4}$ (4$\bar{1}\bar{3}$1), eventuell die Kante sx abstumpfend (Fig. 425, 426, 431—433). An einfachen Krystallen liegen, wie es die Figuren 431 und 432 zeigen, diese Flächen wie die Flächen s an den abwechselnden Prismenkanten oben und unten, und zwar oben auf der anderen Seite der Kante als unten, und fehlen an den zwischenliegenden Prismenkanten. Andere Trapezoeder als diese unter P liegenden positiven rechten oder linken kommen viel seltener vor, man kann also an der Lage dieser Trapezflächen wieder die Flächen P von z unterscheiden: unter letzteren liegen fast nie solche Flächen, welche dann zu negativen Skalenoedern gehören. Allerdings wird wohl die Kante sr unter der Fläche z zuweilen einmal durch eine Trapezfläche abgestumpft, z. B. durch $x' = - r.\frac{6P\frac{6}{5}}{4}$ (6$\bar{5}\bar{1}$1), resp. $- l.\frac{6P\frac{6}{5}}{4}$ ($\bar{5}$611)

und $u' = -r\,.\,\frac{4P\frac{4}{3}}{4}$ $(4\bar{3}\bar{1}1)$, resp. $-l\,.\,\frac{4P\frac{4}{3}}{4}$ $(3\bar{4}11)$, welche eine x und u entsprechende Lage haben; ebenso die Kanten s/P oder s/z oben an der Fläche s (diese letzteren Abstumpfungsflächen werden danach obere Trapezflächen im Gegensatz zu den unteren genannt, welche die unten anliegenden beiden Kanten s/r abstumpfen), auch kommen zuweilen Trapezoeder vor, deren Flächen gar nicht in einer der Zonen der Fläche s mit den umliegenden Flächen P, z und r liegen und dann häufig keine Trapezgestalt haben, z. B. schiefe Abstumpfungen der Kanten P/z, P/P etc., aber dies sind immer Seltenheiten. Häufig sind, wie gesagt, nur die von den unter P liegenden unteren Trapezflächen, besonders x und u begrenzten rechten und linken positiven Trapezoeder; negative Trapezoeder kommen kaum vor. Korrelate rechte und linke Trapezoeder zusammen ein Skalenoeder bildend (Fig. 278), sind an demselben einfachen Krystall noch nicht beobachtet, ebensowenig korrelate, sich zu einem Dihexaeder 2. Art ergänzende Trigonoeder s, dagegen kommen das rechte und das linke Trigonoeder ξ und ξ' zuweilen nebeneinander vor. Sieht man von diesen seltenen Flächen ξ ab, so schließen sich die rechten und linken Hälften der positiven und ebenso die der negativen Skalenoeder, sowie rechte und linke Rhombenflächen derart aus, daß nie an einer Prismenfläche r gleichzeitig rechts und links solche Flächen liegen, auch nicht von verschiedenen Symbolen. Dagegen kommen Trapezoederflächen rechts und links von einer Fläche s gleichzeitig nebeneinander vor. Die rechten und linken positiven, sowie die rechten und linken negativen Trapezoeder schließen sich also gegenseitig aus, ebenso die rechten und linken Trigonoeder s, dagegen kommen rechte positive und linke negative Trapezoeder zuweilen nebeneinander und mit einer rechten Trigonoederfläche s vor, und ebenso linke positive und rechte negative mit linken Flächen s. Danach charakterisieren sich rechte (resp. linke) einfache Quarzkrystalle ganz allgemein so, daß sie bei obiger Stellung des Krystalls nur an der Prismenkante rechts (Fig. 431) (resp. links, Fig. 432) von P Rhomben- und Trapezoederflächen tragen, je auf der anderen Seite nicht.

Prismen außer r sind selten; man findet das zweite Prisma $d = \frac{\infty P2}{4}$ $(11\bar{2}0)$, als dreiseitiges Prisma ausgebildet, die abwechselnden Kanten r/r gerade abstumpfend, und zwölfseitige Prismen ebenfalls wegen der Tetartoedrie nur mit der halben Flächenzahl als symmetrisch sechsseitige Prismen die abwechselnden Kanten r/r zuschärfend, z. B. $k = \frac{\infty P\frac{4}{3}}{4}$ $(41\bar{5}0)$ (Fig. 427). Auch diese beiden Prismen sind entweder rechte (d) oder linke (k). Die Basis ist mit

voller Sicherheit beim Quarz noch nicht beobachtet, jedenfalls ist sie sehr selten; die zuweilen in der Richtung der Basis beobachteten Flächen sind wohl alle Scheinflächen.

Zwillingsbildungen sind beim Quarz ungemein häufig, viel häufiger als einfache Krystalle, besonders solche mit parallelen, weniger mit gekreuzten Hauptachsen. Zu den ersteren gehört der schon oben (166) beschriebene Zwilling aus zwei gleichartigen, also aus zwei rechten oder zwei linken Individuen (Fig. 275), sowie der einem einfachen Krystall ähnliche „Dauphinéer Zwilling“ (Fig. 276, 277). Derselbe ist äußerlich nur zu erkennen, wenn die Flächen s und x ganz unregelmäßig verteilt oder die Unterschiede im Glanz auf P und z bemerkbar sind. Ist dies, was häufig vorkommt, nicht der Fall, so entzieht sich diese Verwachsung der äußeren und auch der optischen Beobachtung vollkommen, kann aber durch Untersuchung der Verhältnisse der Pyroelektrizität und der Ätzfiguren erkannt werden (s. u.).

Zuweilen verwächst auch ein rechtes mit einem linken Individuum mit lauter parallelen Achsen. An diesen sog. „brasilianischen Zwillingen“ sind alle Flächen P, z, r des einen Individuums mit den entsprechenden Flächen des anderen parallel, aber die Trapezflächen x sind dann in der in Fig. 278 angegebenen Weise verteilt, so daß sie zusammen ein scheinbares Skalenoeder bilden. Die beiden einfachen Individuen sind häufig sehr kompliziert durcheinander gewachsen und wechseln auch zuweilen in der dihexaedrischen Begrenzung parallelen Schichten regelmäßig miteinander ab, besonders beim Amethyst. Hier ist eine Konstatierung der Verwachsung aus zwei ungleichartigen Individuen auf optischem und pyroelektrischem Wege möglich. Außer an brasilianischen Krystallen kommt diese Verwachsung auch an Amethysten aus den Melaphyren des Nahetals und von den Färöer vor, und optische und pyroelektrische Untersuchungen haben gezeigt, daß auch viele scheinbar einfache Krystalle nach diesem Gesetz gebildet sind, z. B. die von Brilon und manche andere. Auch symmetrische Juxtaposition zweier ungleichartiger Individuen von Quarz nach einer Prismenfläche r (und gleichzeitig nach der Basis) kommt manchmal vor; ebenso eine Vereinigung mehrerer dieser Gesetze, indem sich zunächst zwei Individuen in einer gewissen Weise miteinander verbinden und zwei so gebildete Zwillinge nach einem anderen Gesetz.

Zwillinge mit gekreuzten Achsen sind selten; ein solcher ist Fig. 434 abgebildet, wie er bei Munzig in Sachsen, in Japan etc. vorkommt. Beide Individuen haben eine die Endkante $P\,z$ abstumpfende Fläche $\xi = \frac{P2}{4}$ $(11\bar{2}2)$ gemein und liegen umgekehrt, so daß eine Fläche r an beiden Individuen

Fig. 434.

sich ununterbrochen fortsetzt; die Achsen *c* schneiden sich unter 84° 34′. Zwillinge (Viellinge) mit nichtparallelen Achsen sind wohl auch die „gedrehten“ Krystalle mit schraubenförmig verbogenen Flächen aus den Alpen; in je zwei benachbarten Individuen machen die Hauptachsen einen ganz kleinen Winkel miteinander.

(G. Rose, Abh. der Berl. Akad. für 1844; E. Weiß, Abh. naturf. Ges. Halle, Bd. V, 1860; Des Cloizeaux, Mémoire sur la cristallisation etc. du quartz, 1855; Websky, Neues Jahrb. für Min. 1871 und 1874 und noch viele andere Abhandlungen; Leydolt, Sitzgsber. Wiener Ak. Bd. 15; Laspeyres, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1874; G. vom Rath, Zeitschr. f. Kryst. V. und X; Groth, ibid. I, 1877, pag. 297; Scharff, Abh. Senkenb. Ges. Bd. 3; Tschermak, Denkschr. Wien. Akad. Bd. 61, pag. 365.)

Der Quarz ist parallel den Rhomboeder- und Prismenflächen *P*, *z*, und *r* sehr wenig deutlich spaltbar; die Blätterbrüche lassen sich kaum willkürlich darstellen, entstehen aber zuweilen durch Zufall beim Erhitzen, beim Zerbrechen etc. der Stücke. Der Bruch ist muschlig, bei einzelnen, besonders bei derben und dichten Varietäten splittrig, uneben etc. Spröde; H. = 7, gibt am Stahl Funken. G. = 2,5—2,8; der reinste Q. (Bergkrystall) 2,65—2,66. Glasglanz, auf Bruchflächen zuweilen Fettglanz. Durchsichtig bis undurchsichtig. Farblos und wasserhell, aber auch alle möglichen Farben und Farbenschattierungen, sowie mehrfache Färbung an demselben Stück, oft sehr ausgezeichnet.

D. Br. +, schwach; $\omega = 1{,}54090$, $\varepsilon = 1{,}54990$ (Linie *B*); $\omega = 1{,}55817$, $\varepsilon = 1{,}56772$ (*H*). Ausgezeichnete Cirkularpolarisation (247), und zwar drehen die rechten Krystalle die Polarisationsebene rechts, die linken links. Hierauf beruht die Erkennung der brasilianischen etc. Krystalle als Zwillinge auf optischem Wege: einzelne Stellen einer Platte senkrecht zur Achse drehen die Polarisationsebene nach rechts, andere drehen sie nach links. Solche Platten geben im konvergenten Licht die isochromatischen Kreise ohne das schwarze Kreuz; liegt eine Schicht linken und rechten Quarzes übereinander, so entstehen Airysche Spiralen, welche stets auf Verwachsung ungleichartiger Quarze hinweisen und welche an brasilianischen Zwillingen (besonders beim Amethyst) daher häufig beobachtet werden. Die Drehung der Polarisationsebene beträgt in einer Platte von 1 mm Dicke: 15°, 3740 für die Linie *B*, 47°, 1478 für die Linie *H* des Spektrums.

Der Quarz ist ausgezeichnet pyroelektrisch. Über die einfachen Krystalle gehen 6 abwechselnd + und — elektrische Zonen hin, welche genau in der Richtung der Achse *c* verlaufen, so daß die abwechselnden Kanten + und — und zwei gegenüberliegende Kanten stets verschieden sind. Die Kanten sind am stärksten erregt; je weiter man von der Kante gegen die Mitten der anstoßenden Flächen kommt, desto schwächer wird die Erregung. Dabei ist die Anordnung so, daß an rechten

Krystallen die Prismenkanten rechts, an linken die Prismenkanten links (also diejenigen Prismenkanten, welche ev. die Rhomben- und Trapezflächen tragen) beim Abkühlen negativ sind, wenn man die Krystalle mit den Flächen P gegen sich gekehrt aufstellt, wie oben bei der Betrachtung der Verteilung der Flächen s und x etc. Die zwischenliegenden Kanten (also ev. diejenigen ohne die Flächen s und x etc.) sind beim Abkühlen positiv. Man kann also auch aus der Verteilung der Elektrizität unmittelbar den optischen Charakter des Quarzes erkennen. Eine andere Verteilung der Elektrizität als die genannte weist stets auf Zwillingsbildung hin. An Zwillingen mit parallelen Achsen ist die Verteilung der elektrischen Zonen in beiden Individuen die entgegengesetzte. Die Beobachtung der Pyroelektrizität (am bequemsten mittels des Kundtschen Verfahrens (270)) ergibt also, ob ein Krystall ein einfacher oder ein Zwilling ist; welcher der beiden oben erwähnten Zwillinge vorliegt, zeigt die optische Untersuchung einer Platte senkrecht zur Achse. (v. Kolenko, Zeitschr. f. Kryst. IX, 1884, pag. 1.)

V. d. L. ist der Quarz unschmelzbar, dagegen leicht im Knallgasgebläse; er erstarrt nach dem Schmelzen zu einer amorphen Masse von dem spez. Gew. = 2,2 wie Opal, an welcher $n = 1{,}449$—$1{,}457$ beobachtet worden ist. Von Alkalien kaum angegriffen, ebensowenig von Säuren, nur von HF aufgelöst. Er wird danach auch von den Atmosphärilien sehr schwer angegriffen, und da er infolge seiner großen Härte auch mechanischen Einwirkungen nur wenig unterworfen ist, so bleibt er bei der Verwitterung quarzhaltiger Gesteine fast unverändert in einzelnen losen Körnern zurück, wenn auch alles andere völlig zerstört ist (Quarzsand). Beim Ätzen der Oberfläche mit HF entstehen Ätzfiguren, welche durch ihre schiefe, unsymmetrische Lage auf die Tetartoedrie der Quarzkrystalle hinweisen. Sie lassen an ihrer verschieden schiefen Lage auf den Rhomboederflächen rechte und linke Krystalle und an ihrer Verschiedenheit auf den beiden korrelaten Rhomboedern $+R$ und $-R$ voneinander unterscheiden, auch gestatten sie Zwillinge nach den verschiedenen erwähnten Gesetzmäßigkeiten zu erkennen, sei es allein oder in Verbindung mit dem optischen und pyroelektrischen Verhalten. (Baumhauer, Wied. Ann. Bd. 1; Molengraaff, Zeitschr. f. Kryst. XIV, 1888, pag. 173 und XVII, 1890, pag. 137.) Beim Ätzen mit Flußsäure werden die Quarzkrystalle besonders an den Kanten P/P, P/z und P/s stark angegriffen, so daß an ihnen schmale Ätzflächen entstehen, welche diese Kanten abstumpfen. Schmale Abstumpfungen dieser Kanten sind wahrscheinlich in den meisten Fällen nichts anderes als auf natürlichem Wege entstandene Ätzflächen, wie die Quarzkrystalle nicht selten auch mit natürlichen Ätzflächen bedeckt sind. Geschmolzener Quarz verhält sich auch gegen Lösungs-

mittel wie Opal und löst sich in Alkalien auf. Mit Soda zusammengeschmolzen gibt der Quarz wie der Opal bei richtigem Mengenverhältnis eine klare Perle; dabei entweicht die CO_2 unter Aufbrausen.

Der Quarz ist eines der wichtigsten und verbreitetsten Mineralien, vielleicht nächst dem Wasser das verbreitetste. Er findet sich z. T. in deutlich ausgebildeten Krystallen, welche entweder auf Drusen und Hohlräumen aller Art aufgewachsen, oder in Gesteinen (Kalk, Gips, Porphyr, Liparit etc.) eingewachsen sind. Diese Krystalle sind teils an der Oberfläche glänzend, teils matt. Die meisten sind kompakt und erfüllen den Raum vollkommen; häufig sind aber auch die Flächen in der Mitte kastenartig eingesenkt, oder es sind sogar nur Skelette vorhanden, an denen die Substanz fast ausschließlich längs den Kanten abgelagert ist, den inneren Raum nur unvollständig ausfüllend, oder die durch teilweise Auflösung des Krystalls entstanden sind. Seltener sind Krystalle mit eingekerbten Kanten. Am häufigsten und massenhaftesten findet sich aber der Quarz derb; in einzelnen Körnern ist er ein äußerst verbreiteter Gemengteil mancher massenhaft in der Erdkruste vorhandener Gesteine (Granit, Gneiß, Glimmerschiefer, Quarzporphyr, Quarztrachyt etc.). Bei der Verwitterung derselben bleibt er fast allein unverändert übrig und bildet lose Sandmassen und durch Verkittung der Sandkörner Sandsteine; fast aller Sand ist Quarzsand. Der Quarz setzt auch ausgedehnte Gesteinsmassen für sich allein zusammen (Quarzfels, Quarzit, namentlich den krystallinischen Schiefern eingelagert). Sodann findet er sich häufig auf Gängen entweder mit anderen Mineralien, u. a. namentlich mit Erzen zusammen, oder auch in großen Massen für sich allein, oder mit einzelnen Körnern eingesprengter anderer Mineralien, z. B. von Gold; auf den Hohlräumen im Innern der größeren in Gang- oder Lagerform vorkommenden Quarzmassen vielfach Drusen ausgebildeter Quarzkrystalle. In geringerer Menge bildet er auch stenglige Massen, zuweilen exzentrisch strahlig mit auf den einzelnen Stengeln nach außen aufgesetzter dihexaedrischer Endigung, sowie fasrige, oolithische und dichte Aggregate. Quarz ist ein häufiges Versteinerungsmittel von Petrefakten tierischer und pflanzlicher Natur und findet sich auch als Pseudomorphose nach anderen Mineralien sehr häufig, so nach Kalkspat, Feldspat, Schwerspat, Gips, Bleiglanz etc. Fast nur ein einziges Mineral trifft man auch in Form von Quarz, zum Beweis, daß letzterer nicht absolut unangreifbar für das im Gebirge zirkulierende Wasser ist; es sind dies die Pseudomorphosen von Speckstein nach Quarz von Göpfersgrün im Fichtelgebirge. Mit anderen Mineralien, namentlich mit Kalkspat, findet er sich in regelmäßiger, krystallographisch definierbarer Verwachsung, welche in konstanter Weise ziemlich häufig wiederkehrt (Reichenstein in Schlesien).

Die außerordentlich mannigfaltige Art des Vorkommens zeigt, daß der Quarz in sehr verschiedenartiger Weise entstanden ist, durch Absatz aus dem Wasser, durch Erstarrung aus dem Schmelzfluß, auch durch Sublimation, und in jedem einzelnen Falle unter im speziellen mannigfach verschiedenen besonderen Umständen. Die Folge davon ist, daß die Quarze an den zahlreichen Orten ihres Vorkommens in der krystallographischen Ausbildung, der Struktur, der Farbe, dem Glanz, der geologischen Erscheinungsweise etc. sehr bedeutende Abweichungen erkennen lassen, wonach sich eine Einteilung in eine Anzahl von Unterabteilungen von selbst ergibt. Einige der vielen nur z. T. scharf charakterisierten, meist durch Übergänge miteinander verbundenen Varietäten des Quarzes sind die folgenden:

a) *Edler Quarz.* Durchsichtig; deutliche Krystalle oder Krystallbruchstücke. ***Bergkrystall***, wasserhell, farblos; auf Klüften und Hohlräumen der Silikatgesteine in den Hochgebirgen, den Tiroler, Schweizer und französischen Alpen, aufgewachsen mit Feldspat, Titanit, Rutil, Glimmer, Chlorit u. a. deutlich krystallisierten Mineralien; oft in großen Hohlräumen und in großer Menge (Krystallkeller); weniger häufig in den Mittelgebirgen (Striegau und Järischau in Schlesien etc.). Aus den Gebirgen gelangt er zuweilen in die Betten der Wasserläufe, wo er abgerollt wird, wie die anderen Flußgeschiebe auch; so findet er sich z. B. im Rhein, aus den Alpen stammend, als sog. Rheinkiesel, in den Edelsteinseifen von Ceylon etc. Zuweilen bildet er sehr große Massen, wie z. B. in Madagaskar, von wo zentnerschwere Bruchstücke riesiger Krystalle in den Handel kommen. Die Bergkrystalle, fast immer Zwillinge nach dem Dauphinéer Gesetz, sind meist lang prismenförmig, die Rhomben- und Trapezflächen sind entwickelt; zuweilen sind sie in der Richtung einer Nebenachse verlängert und um dieselbe in eigentümlicher Weise spiralig gedreht (gewundene Bergkrystalle aus den Alpen, siehe pag. 540). Einschlüsse von Flüssigkeiten in der oben beschriebenen Weise sind häufig (Quarz von Poretta bei Bologna), ebenso Bildung von Skeletten ohne vollkommene innere Erfüllung mit Substanz. Auch feste Einschlüsse anderer Mineralien sind sehr gewöhnlich, so grüne Nadeln von Hornblende, rote bis schwarze Nadeln von Rutil etc., oft ist sogar der Quarz ganz mit solchen erfüllt, z. B. mit staubförmigem Chlorit, der die Krystalle grün und undurchsichtig macht. Auch auf Drusen anderer als Silikatgesteine, z. B. in dem Marmor von Carrara, findet man Bergkrystall aufgewachsen; ebenso kommen meist kleine Krystalle in manchen Kalken und Mergeln vor, so z. B. in den Keupermergeln der Grafschaft Schaumburg an der unteren Weser (Schaumburger Diamanten), im Marmoroscher Komitat in Ungarn (Marmoroscher Diamanten), ferner in Herkimer Co. in New York, wo sie zuweilen Körner schwarzen

Bitumens einschließen, auf Hohlräumen eines kalkigen Sandsteins etc. Der *Rauchtopas* ist, wahrscheinlich durch organische Substanz, braun gefärbt und wird durch Glühen farblos. Er verhält sich sonst in allen Beziehungen der Ausbildung, des Vorkommens etc. wie Bergkrystall, findet sich auch an denselben Orten, nur auf-, nicht eingewachsen. Die Färbung ist heller oder dunkler, der ganz dunkle, fast schwarze heißt *Morion*. Ein berühmter Fundort ist der Krystallkeller am Tiefengletscher im Kanton Uri, wo viele Rauchtopaskrystalle, z. T. von mehr als 1 Ctr. Gewicht gefunden wurden.

Amethyst, ist violblau, mehr oder weniger dunkel, der reine, dunkle als Edelstein sehr geschätzt; zuweilen auch fleckig; mancher ist nur halbdurchsichtig. Er ist häufig aus einzelnen helleren und dunkleren Schalen aufgebaut, und zwar vielfach von abwechselnd rechtem und linkem Quarz nach dem brasilianer Zwillingsgesetz. Daher zeigt er auf dem Bruch eigentümliche, parallel mit der äußeren Begrenzung verlaufende gerade Linien und die Platten senkrecht zur Achse geben Airysche Spiralen. Die Verwachsung rechter und linker Krystalle ist zuweilen sehr regelmäßig (Fig. 278); die schalige Übereinanderlagerung wird durch scharfe Linien auf den Rhomboederflächen angedeutet. Die Farbe geht beim Erhitzen in Gelb über (gebrannter A., vielfach unter dem Namen Topas als Edelstein verschliffen, Goldtopas, auch Citrin genannt (s. u.)). Das Vorkommen des Amethysts ist anders als beim Bergkrystall und Rauchtopas. Er findet sich vorzugsweise auf Mandelräumen vulkanischer Gesteine, und zwar meist in niederen Krystallen, an denen beinahe nur die Dihexaederflächen, nicht aber die Prismenflächen entwickelt sind, so im Melaphyr des Nahetals bei Oberstein, in Brasilien und Uruguay; hier auch vielfach alle Arten von Quarzmineralien in z. T. prachtvollen Exemplaren als Gerölle in Flußbetten oder in losen Stücken im Schuttgebirge. Als Geschiebe auch in den Edelsteinseifen von Ceylon, Brasilien etc. Auf Gängen, meist in krystallinischen Schiefern und im Granit, kommt der Amethyst aber ebenfalls vor, hier meist lang säulenförmig mit wohlentwickelten Prismenflächen *r*; so bei Schemnitz in Ungarn (hier auch als Scepterquarz, ein kurzer dicker Krystall auf das Ende eines langen dünnen parallel aufgewachsen (Fig. 253)), bei Mursinsk im Ural; zuweilen mit kastenartig eingesenkten Flächen oder in Form von Krystallskeletten. Nicht selten enthält auch der Amethyst fremde Krystalle eingeschlossen, so z. B. lange Nadeln von Goethit etc. *Citrin* gelb, von der Insel Arran und als Begleiter des Amethyst in Südamerika. Der meiste Citrin der Sammlungen etc. soll gebrannter Amethyst sein, was aber zweifelhaft ist.

b) *Gemeiner Quarz*. Undurchsichtig, bis höchstens durchscheinend, trübe; kaum mehr völlig farblos, weiß, meist wenn auch nur wenig

gefärbt, von hell rauchgrau bis ins intensive Rot, Braun, Gelb, Grün, je nach der Natur der färbenden Beimengungen. Es sind teils deutlich ausgebildete Krystalle, teils einzelne derbe Körner oder derbe Aggregate von verschiedener Struktur, oft in großen Massen. Die Krystalle sind kaum von anderen Flächen als von *P*, *z*, *r* begrenzt, selten mit Rhomben- und Trapezflächen (Zinnerzgänge des Erzgebirges etc.). Sie sind entweder eingewachsen in allen möglichen Gesteinen, und zwar teilweise in der Richtung der Hauptachse stark verkürzt, so daß die Flächen des Prismas sehr klein sind (Fig. 422), oder sie sind an einem Ende aufgewachsen. Die aufgewachsenen Krystalle sind teils lang prismenförmig, wie Bergkrystalle, teils sind es niedere nur von *P* und *z* begrenzte Dihexaederspitzen, wie gewisse Amethyste, welche dicht gedrängt nebeneinander sitzend vielfach umfangreiche Drusen bilden. Diese dihexaedrischen Spitzen sitzen häufig auf derbem Quarz, zuweilen auf stengligem, und zwar so, daß jede Spitze auf einem von einem Individuum gebildeten Stengel aufsitzt und ihn nach außen regelmäßig krystallographisch begrenzt. Diese Stengel und die Krystallspitzen zeigen zuweilen eine ebensolche Schalenbildung wie der Amethyst: hellere und dunklere Lagen wechseln miteinander ab, und auch hier sind die abwechselnden Lagen nicht selten rechts- und linksdrehend. Die Schalenbildung geht zuweilen so weit, daß sich von den Krystallen einzelne dihexaedrisch begrenzte Schichten voneinander abheben lassen, so daß Hohldihexaeder entstehen (Kappenquarz von Schlaggenwald etc. (178)). Fundorte aufgewachsener Krystalle gemeinen Quarzes sind sehr häufig, z. B. die Erzgänge des Erzgebirges (bei Zinnwald u. a. a. O.) und vieler anderer Gegenden, hier als sehr gewöhnliches Mineral in z. T. sehr grossen, z. T. ganz kleinen Krystallen, welche oft auf ziemlich weite Erstreckung eine dünne zusammenhängende Quarzhaut auf anderen Mineralien bilden. Ferner die Gänge im Granit des Riesengebirges, im bunten Sandstein des Schwarzwaldes, in der Grauwacke bei Usingen in Nassau etc. Die Quarze der Erz- und Mineralgänge in ihrer verschiedenen Ausbildung bald in deutlichen Krystallen, bald derb, werden als *Gangquarze* bezeichnet. Eingewachsene Krystalle finden sich um und um ausgebildet, z. T. mit krummen Flächen und wenig entwickelten Prismen im Kalk von Sundwig in Westphalen, in manchen Porphyren, z. B. von Altenberg in Sachsen, bei Stolberg am Harz etc. und in vielen Quarztrachyten etc. Die Quarzkrystalle in diesen letzteren Eruptivgesteinen, häufig von der Form Fig. 422 mit stark gerundeten Flächen, Kanten und Ecken, sind an der Oberfläche vielfach korrodiert und enthalten Einschlüsse von Glas und von der Grundmasse des Gesteins, aber keine Flüssigkeitseinschlüsse (*Porphyrquarz*).

Die ausgedehnteste Verbreitung hat aber der gemeine Quarz in

Form von unregelmäßig begrenzten Körnern und von derben Aggregaten, oft von beträchtlichem Umfang. Einzelne Körner bilden einen Bestandteil des Granits und anderer Tiefengesteine, sowie von gewissen krystallinischen Schiefern, wie Gneiß, Glimmerschiefer etc., sog. *Granitquarz*. Er ist mehr oder weniger trübe und meist farblos, aber auch bläulich und unterscheidet sich von dem Porphyrquarz durch die stets unregelmäßige Form und den Mangel an Glaseinschlüssen. Dagegen sind in Menge Flüssigkeitseinschlüsse von mikroskopischer Größe vorhanden, die meist in geschlossenen Zonen angeordnet sind. Bei der Verwitterung dieser Gesteine werden die Quarzkörner isoliert und bilden die Sande, die bei ihrer nachträglichen Verkittung durch ein Bindemittel die Sandsteine liefern. In den krystallinischen Schiefern bildet der Quarz nicht selten größere feinkörnige Partien, oft von linsenförmiger Gestalt (*Lagenquarz*), oder auch durch lokales Verschwinden der anderen Bestandteile, besonders im Glimmerschiefer, das Gestein für sich allein in Form von plattigen, glas- bis fettglänzenden grobkrystallinischen Massen (*Quarzit*). Nicht selten erfüllt der gemeine Quarz in kieselsäurereichen Gesteinen Klüfte und Spalten, oft von großer Mächtigkeit in der Hauptsache für sich allein, Quarzgänge bildend. Diese sind vielfach durch Verdrängung anderer Mineralien entstanden, so u. a. des Schwerspats, z. B. im Odenwald an zahlreichen Stellen etc. Doch findet man Quarzgänge zuweilen auch im Kalk, z. B. bei Warstein in Westphalen. Der Quarz der Quarzgänge und auch der massenhaft den krystallinischen Schiefern eingelagerte schließt nicht selten Gold ein (*Goldquarz*).

Einige Varietäten des gemeinen Quarzes, welche durch ihre spezielle Beschaffenheit vorzugsweise ins Auge fallen, sind außer den schon genannten mit besonderen Namen belegt worden. *Fettquarz*, fettglänzend. *Milchquarz*, milchweiß, Hohnstein bei Pirna und Grönland. *Rosenquarz*, von rosenroter, am Licht ausbleichender Farbe, Zwiesel bei Bodenmais im bayr. Wald im Granit. *Rauchquarz*, durch bituminöse Bestandteile rauchgrau bis braun gefärbt und beim Zerbrechen brenzlig riechend (Stinkquarz); ringsum ausgebildete Krystalle dieser Art bei Pforzheim in Baden im Muschelkalk. *Siderit* (Sapphirquarz), blau durch eingewachsene Krokydolithfasern, von Golling im Salzburgischen. *Eisenkiesel*, durch Eisenoxyd rot oder durch Eisenoxydhydrat braun gefärbt: rote Krystalle im Keupergips und im Aragonit von Oviedo in Asturien und an zahlreichen anderen Orten in Spanien (sog. Hyacinten von Compostella), ähnlich bei Jena im Rötgips; braune bei Iserlohn in Westphalen, hier zu dünnen Schichten zusammgehäuft. Die Eisenkieselkrystalle sind vielfach aus rechten und linken Individuen ebenso kompliziert verwachsen wie Amethyst, ohne daß man äußerlich eine Andeutung davon wahrnehmen könnte. Derber und

dichter roter Eisenkiesel sehr verbreitet, so in den devonischen Schichten des hessischen Hinterlands, in Nassau etc. *Prasem*, durch Strahlsteinnadeln grün gefärbt; Krystalle bei Breitenbrunn in Sachsen; geschliffen unter den antiken Gemmen in Rom. *Sternquarz*, weiße exzentrisch strahlige Aggregate, die einzelnen Stengel laufen zuweilen da mit dihexaedrischen Spitzen aus, wo sie an einem Hohlraum endigen; von Hohenelbe in Böhmen und ähnlich von der Grube Martendorf bei Adorf im Waldeckschen. *Faserquarz*, parallelfasrige Schnüre, die Fasern auf den Begrenzungsflächen derselben senkrecht, oft seidenglänzend; in der Braunkohle von Teplitz und in der Steinkohle von Löbejün bei Halle. Fasriger Amethyst bei Issoir in der Auvergne. Hierher gehört auch das braune *Tigerauge*, das in zolldicken Platten am Kap vorkommt und durch Umwandlung aus blauem Krokydolith entstanden ist. Es wird vielfach zu Schmucksteinen etc. verarbeitet. Zuweilen ist der Krokydolith zum Teil noch erhalten, dann ist die Masse blau (*Falkenauge*). Ferner schließt sich hier an ein gelber, grüner oder grauer gemeiner Quarz, von parallel liegenden Asbestfasern oder von hohlen Röhrchen durchzogen, welche auf der in der Richtung der Fasern verlaufenden, rundlich geschliffenen Oberfläche einen eigentümlichen Lichtschein hervorrufen, der dem wogenden Lichtschein des beim Chrysoberyll betrachteten Katzenauges gleicht (pag. 530). Wird daher ebenfalls unter dem Namen *Katzenauge* (Quarzkatzenauge, occidentalisches Katzenauge) als Schmuckstein benutzt. Findet sich mit Chrysoberyll zusammen in Ceylon, aber auch im Fichtelgebirge und bei Treseburg im Harz. *Quarzpisolith*, oolithisch, ähnlich dem Karlsbader Erbsenstein, Ägypten, Sizilien. *Zellquarz*, löcherig, von ähnlicher Bildung wie der sog. *zerhackte Quarz*, der durch Abformung papierdünner Krystallplättchen anderer Mineralien, namentlich auf Erzgängen entsteht; diese Plättchen wurden dann aufgelöst, weggeführt und ihre Hohlformen blieben zurück, die den Quarz wie mit dem Beil zerhackt erscheinen lassen.

c) *Dichter Quarz*. Dichte oder auch feinkörnige Aggregate; der Bruch z. T. splittrig; höchstens kantendurchscheinend. Meist schon sehr unrein. *Hornstein*, trübe, graue, braune, gelbe, auch rötliche Farben; kantendurchscheinend, wenig glänzend, mit ausgezeichnet splittrigem Bruch; hauptsächlich auf Erzgängen sehr verbreitet, z. B. im Erzgebirge. Vielfach Pseudomorphosen bildend, nach Kalkspat, Flußspat etc., in besonders ausgezeichneter Weise nach Datolith, sog. *Haytorit*, nach dem Fundort Haytor in Devonshire, sowie als Versteinerungsmittel bes. von Pflanzen, z. B. am Kyffhäuser, bei Chemnitz in Sachsen etc. Hornstein findet sich auch schichtenförmig und in unregelmäßig begrenzten Massen im Kalk. *Chrysopras* ist ein durch Nickel grün gefärbter Hornstein aus dem verwitterten Serpentin der

Gegend von Frankenstein in Schlesien. *Avanturin*, ein etwas körniger Hornstein, der durch eingelagerte braune und rote Goethit- resp. Eisenglimmerschüppchen einen eigentümlichen Lichtschein besitzt; u. a. bei Miask im Ural und bei Koliwan im Altai; zu Vasen u. a. ähnlichen Gegenständen verschliffen.

Zum dichten Quarz rechnet man auch die *Kieselschiefer*, durch Kohle schwarz, geschichtet, manche so unrein, daß sie v. d. L. schmelzen und also gar nicht mehr zum Quarz gehören. Bruch muschlig bis uneben, nicht splittrig. Im Harz, Voigtland, im rheinischen Schiefergebirge etc. sehr verbreitet in den älteren Formationen (Devon, Culm). Früher kam er von Lydien (Lydit); es ist der Probierstein der Juweliere.

Jaspis, braun, rot, gelb, sehr unrein, bes. stark eisenhaltig, Bruch muschlig und eben, nicht splittrig. Nur schimmernd bis matt. Nicht selten in Form runder Kugeln oder Knollen (Kugeljaspis), z. B. der rote J. aus den Bohnerzgruben von Auggen bei Freiburg i. Br. und der braune J., der unter den Geröllen der lybischen Wüste (nicht im Nil) vorkommt (sog. Nilkiesel). Gemeiner, nicht kugeliger Jaspis, vielfach auf Eisenerzlagerstätten, steht dem dichten roten Eisenkiesel sehr nahe.

(*Bandjaspis*, braun, grün, rot etc. gebändert, vom Harz, Ural etc. ist kein Quarz, sondern von feldspatähnlicher Zusammensetzung; *Porzellanjaspis* ist durch Kohlenbrände gebrannter Ton (nördl. Böhmen); *Basaltjaspis*, ein ähnliches Brandgebilde durch die Hitze des Basalts.)

Chalcedon.

SiO_2, wie Quarz, aber mit anderen Eigenschaften. Die stets dichte Masse hat einen unebenen, splittrigen, nicht stark glänzenden Bruch; die Oberfläche ist vielfach traubig, nierenförmig, auch stalaktitisch. Sie ist dann oft nach dieser krummen Oberfläche ausgezeichnet schalig. Im Innern beobachtet man zuweilen Spuren fasriger Beschaffenheit (Glaskopfquarz); u. d. M. tritt diese Struktur stets deutlich hervor. Die durchweg sehr feinen Fasern stehen auf der rundlichen Oberfläche senkrecht; wenn eine solche nicht vorhanden ist, besteht die ganze Masse zuweilen aus zahlreichen radialfasrigen sphärischen Gebilden. Es ist zweifelhaft, ob die Fasern einachsig sind. Im Gegensatz zu Quarz ist die D. Br. —; $n = 1{,}537$ (r.) und G. $= 2{,}59$—$2{,}64$, beides geringer als beim Quarz. In Alkalien zum Teil löslich, daher früher für ein inniges Gemenge von Quarz und Opal gehalten, was aber mit dem mikroskopischen Befunde nicht stimmt. H. $= 7$. Die Entstehung ist im allgemeinen ähnlich wie die des Opals. nur daß sich die SiO_2 nicht amorph, sondern krystallinisch und daher wasserfrei ausgeschieden hat.

Der Ch. ist stark durchscheinend, die Farbe ist meist matt, wenig

intensiv, wenn überhaupt Färbung vorhanden ist: dabei ist entweder das ganze Stück gleich gefärbt, oder die Farben wechseln in Streifen parallel mit den genannten Schalenoberflächen ab. Danach unterscheidet man gestreiften und ungestreiften Chalcedon.

Ungestreifter Chalcedon. Hierher gehören vor allem die farblosen oder schwach graulich, bläulich oder gelblich, aber im ganzen einheitlich gefärbten Absätze SiO_2-haltiger heißer Quellen in Island, auf den Färöer, im Yellowstone-Gebiet etc., entweder unregelmäßige Krusten und Platten, oder nierige, traubige oder stalaktitische Gebilde, hier aber ohne Farbenabwechslung und ohne deutliche Schalenbildung. Findet sich in ähnlicher Weise auf Erzgängen, z. B. in Ungarn, andere Mineralien, z. B. Grauspießglanzerz, überrindend, sowie in Hohlräumen von Eruptivgesteinen, besonders von basischen. Eigentümlich sind die lichtblauen würfligen Pseudomorphosen von Ch. nach Flußspat von Tresztyan in Siebenbürgen. Die kräftiger gefärbten Ch. haben besondere Namen erhalten. *Karneol*, rot, zuweilen ins Gelbe, besonders aus Indien; *Sarder*, braun; *Plasma*, grün; *Heliotrop*, grün mit roten Punkten. *Enhydros* nennt man Chalcedone, welche große flüssigkeitserfüllte Hohlräume umschließen, von Vicenza in Oberitalien und von Uruguay, urspr. Mandeln im Basalt und Melaphyr. *Mokkasteine* sind farblose Chalcedone mit schwarzen Dendriten. *Moosachat* mit grünen moosähnlichen chloritischen Gebilden durchzogen. Milchweiße, trübe Chalcedone sind ebenfalls *Kascholong* genannt worden, wie gewisse Opale.

Gestreifter Chalcedon (Achat). Deutlich schalig aus einer großen Menge einzelner sehr dünner Schichten aufgebaut, welche verschieden gefärbt und auch sonst vielfach von verschiedener Beschaffenheit sind, z. B. die einen porös, die anderen kompakt ohne Poren. Die Schichten trennen sich zuweilen leicht voneinander. Findet sich vorzugsweise auf Mandelräumen von Melaphyren, die äußere Partie der Mandel bildend; auf dem Achat sitzen dann nach innen Amethystkrystalle, ferner Zeolithe, Kalkspat und andere Mineralien. Seltener ist das Vorkommen auf Spalten in Silikatgesteinen, z. B. von Schlottwitz bei Glashütte in Sachsen. Hier wie bei den Achatmandeln gehen die Schalen und die Farbenstreifen der Fläche parallel, auf welcher der Achat abgelagert ist. Die Färbung der Schichten ist im natürlichen Zustande meist wenig intensiv, gewöhnlich sind sie nur abwechselnd mehr oder weniger dunkel grau; sie lassen sich aber zuweilen künstlich stärker färben, weil sie infolge ihrer porösen Beschaffenheit z. T. mit Flüssigkeiten imprägniert werden können, welche Pigmente enthalten. So kann man z. B. durch Imprägnation mit Honiglösung und dann mit konzentrierter Schwefelsäure, welche aus dem Honig Kohlenstoffteilchen abscheidet, intensiv schwarz, durch andere Mittel auch schön

grün, gelb und blau färben. Dabei nehmen nur die porösen Schichten die Farbe an, die zwischenliegenden, nicht porösen bleiben ungefärbt, so daß dann bei solchen gefärbten die Streifung noch deutlicher hervortritt. Die durch diese Streifung hervorgebrachte künstliche oder natürliche Farbenzeichnung ist je nach der Form der Streifen verschieden, und man spricht danach von Bandachat, Festungsachat, Wolkenachat etc. Schwarz und weiß gebänderte Achate heißen Onyx, braun und weiße Sardonyx, rot und weiße Karneolonyx etc. Der Regenbogenachat läßt in dünnen Platten in Regenbogenfarben spielendes Licht durch. Hauptfundorte von Achat waren früher die Mandeln der Melaphyre in der Gegend von Oberstein an der Nahe, wo sich eine rege Industrie entwickelte, die auf das Verschleifen dieser als Halbedelsteine zu Schmucksachen, zu Reibschalen etc. benutzten Steine gerichtet war. Jetzt bezieht man fast alles Rohmaterial aus Brasilien und Uruguay, wo zahlreiche lose Stücke mit Amethyst etc. zusammen in dem durch Verwitterung von Melaphyr entstandenen Schuttgebirge zerstreut liegen. Im verwitterten Porphyr liegen die schön gefärbten A. von Schönau in Niederschlesien. Der gangförmige Achat von Schlottwitz ist schon erwähnt. An einzigen Stellen ist dieser Gang zertrümmert und die einzelnen Stücke sind später wieder durch Kieselmasse zu einer festen Breccie verkittet worden; dadurch entstand der sog. *Trümmerachat*. Der Achat ist das Resultat einer äußerst häufig wiederholten Füllung und Wiederentleerung der betr. Hohlräume mit SiO_2-haltigem Wasser; jedesmal blieb eine dünne Wasserschicht zurück, die vorhandene Wand überziehend und sie beim Verdunsten mit einer neuen Kieselhaut bedeckend. Vielleicht waren es intermittierende Thermen, wie der Geysir in Island; die Eintrittsöffnung des Wassers ist an den Achatmandeln oft noch sehr deutlich zu sehen (Spritzloch).

(Reusch, Pogg. Ann. Bd. 123; Brewster, ibid. Bd. 61; Leydolt, Jahrb. geol. Reichsanstalt Bd. II, pag. 124.)

An den Chalcedon schließt sich der *Feuerstein* (Flint) an, eine ausgezeichnet muschlig brechende, mehr oder weniger dunkel-rauchgraue, auch rote Kieselmasse, zuweilen unregelmäßig begrenzt, zuweilen runde Knollen bildend oder die Formen von Knochen und anderen rundlichen Körpern nachahmend. An der Oberfläche oft mit einem weißen Kieselmehl bedeckt. Kantendurchscheinend; von Alkalien stark angegriffen. Diese Knollen bilden ganze Schichten, namentlich in der weißen Schreibkreide in England, Frankreich, Dänemark, der Insel Rügen etc. Früher zu Flintensteinen etc. verarbeitet. Häufig als Versteinerungsmittel; enthält organische Überreste, Foraminiferen und auch größere, eingeschlossen. (Heinrich Hanßen, Die Bildung des Feuersteins in der Schreibkreide Inaug.-Diss. Kiel 1901.)

Zwei chalcedonähnliche SiO_2-Modifikationen sind:

Quarzin. Fasrig-blättrige, zweiachsige, opt. positive aus SiO_2 bestehende Aggregate, die kleine Chalcedonkugeln im Grobkalk von Paris überziehen; auch auf Quarzadern im Serpentin von Mohelno in Mähren. *Lutecit.* Pseudohexagonale Pyramiden und Aggregate schief auslöschender Fasern; mit Quarzin bei Paris und in Mähren. Beide sind Seltenheiten.

Cristobalit. Aus SiO_2 bestehende, trübe weiße quadratische, dem regulären sehr nahe stehende Oktaederchen, auch Spinellzwillinge. Mit Tridymit auf Spalten im Andesit des Berges San Cristobal bei Pachuca in Mexiko; auch in Quarzeinschlüssen in der Lava von Mayen im Laacher See-Gebiet; sowie in Meteoriten (Meteoreisen von Kendall Co., Texas).

Hier sei angeschlossen der

Melanophlogit. $89\frac{1}{2}$ SiO_2 mit $5\frac{2}{3}$% SO_3 und $1\frac{1}{3}$% C. Wird für eine Mischung von SiO_2 mit SiS_2 gehalten. Kleine, farblose bis bräunliche, hexaedrisch spaltbare, doppeltbrechende Würfelchen oder krustenförmige Aggregate auf Kalkspat und Cölestin in den Schwefelablagerungen von Girgenti in Sicilien. Ist vielleicht eine pseudomorphe Bildung und jedenfalls noch nicht genügend aufgeklärt.

Das nächstfolgende letzte der Kieselsäuremineralien beginnt die

Isomorphe Reihe des Tridymits.

(Tridymit, SiO_2; Brookit, TiO_2, siehe pag. 531.)

Tridymit (Asmanit).

SiO_2, wie Quarz; rhombisch. Einfache Kryställchen in dem Meteoriten von Breitenbach und Rittersgrün im Erzgebirge als große Seltenheiten (Asmanit). Die terrestrischen Kryställchen (Tridymit) bilden dünne sechsseitige Plättchen, pseudohexagonale Drillinge rhombischer Täfelchen von der Form des Asmanit. Diese Drillingstäfelchen verwachsen vielfach so, daß drei derselben fächerartig von einer gemeinsamen Linie unter spitzen Winkeln ausstrahlen, Drillinge höherer Ordnung bildend. Ziemlich deutlicher basischer Bl. Br.; sehr spröde. H. = 7 (Tr.) und = $5\frac{1}{2}$ (As.). Farblos, durchsichtig bis durchscheinend, glasglänzend; schwach licht- und (+) doppelbrechend; zweiachsig, bei höherer Temperatur (über 130°) einachsig und hexagonal (Tr.). G. = 2,25—2,33. Unschmelzbar, aber in der Sodaperle unter Aufbrausen gelöst. Von Säuren, außer von HF, nicht angegriffen, aber in heißer Sodalösung aufgelöst. Der Tr. kommt in kleinen aufgewachsenen Kryställchen auf Hohlräumen mancher jüngerer vulkanischer Gesteine vor, so gewisser Andesite und Trachyte des Siebengebirges bei Bonn, z. B. an der Perlenhardt, in der Rhön, am Mont Dore, in Ungarn, in Irland, Island. Besonders große Krystalle in den Andesiten der Euganeen bei Padua. Zuerst beobachtet im Andesit vom Berg San Cristobal bei Pachuca in Mexiko. Seltener in älteren Eruptivgesteinen z. B. auf Drusenräumen im Porphyrit von Waldböckelheim a. d. Nahe. Findet sich auch als mikroskopischer Gemengteil trachytischer Gesteine, sowie in manchen Opalen, be-

sonders im Milchopal von Kosemütz in Schlesien, Kaschau in Ungarn, Hüttenberg in Kärnten etc. In durch Basalt etc. geglühtem Sandstein als Kontaktprodukt. Nicht selten in Quarz umgewandelt z. B. in den Euganeen.

Der Tr. wurde früher für hexagonal gehalten, sodann auf Grund der optischen Eigenschaften für triklin; aber die Abweichungen von den Verhältnissen rhombischer Krystalle sind minimal und sind wahrscheinlich Anomalien, welche mit der komplizierten Zwillingsbildung zusammenhängen. (G. vom Rath, Pogg. Ann. 135, 1868 und 152, 1874; Schuster, Tschermaks Min. Mttlgn. 1878; v. Lasaulx, Zeitschr. f. Kryst. Bd. II, 1878, pag. 253; Maskelyne, Philos. transact. 1871, pag. 361.)

Ein fasriger Tridymit soll das als *Lussatit* bezeichnete Kieselsäuremineral sein, das Quarzkrystalle aus der Auvergne in Frankreich in Form dünner parallelfasriger, trüber bläulichweißer Krusten bedeckt.

Das zweite Glied der isomorphen Reihe des Tridymits beginnt die Gruppe der

Titansäuremineralien.

Brookit.

TiO_2, meist 94—99 TiO_2, 1—4½ Fe_2O_3 und andere Verunreinigungen. Rhombisch, $a : b : c = 0{,}8416 : 1 : 0{,}9444$; Prisma $M = \infty P$ (110) $M/M = 99^0\ 50'$ (vorn); die vordere Kante durch die meist sehr ausgedehnte vertikal gestreifte Querfläche $a = \infty\bar{P}\bar{\infty}$ (010), die seitliche durch die schmale Längsfläche $b = \infty\breve{P}\breve{\infty}$ (010) abgestumpft. Nach a sind die Krystalle meist dünn tafelförmig. An den Rändern einer solchen Tafel treten dann die anderen Flächen als meist ganz schmale Facetten auf. Neben dem Prisma M sind vielfach noch andere Prismen vorhanden, die Kanten M/a abstumpfend; die Oktaeder $o = P$ (111) und $z = \frac{1}{2}P$ (112) sind auf die Prismenflächen M gerade aufgesetzt, eine Zone [Moz] bildend. Die Kanten o/a werden durch die schmalen Flächen von $s = \frac{3}{2}\bar{P}\frac{3}{2}$ (322) abgestumpft, und in derselben Zone [aso] liegen noch die Flächen des meist am größten ausgebildeten Oktaeders $e = \breve{P}2$ (122), die seitl. E. K. von o zuschärfend; $e/e = 135^0\ 37'$ und $101^0\ 3'$ (E. K.); daneben noch manche andere Oktaeder. Auch Makrodomen sind vielfach ausgebildet: z. B. $x = \frac{1}{2}\bar{P}\bar{\infty}$ (102), in der Zone [ezx] die vordere E. K. e/e abstumpfend; $y = \frac{1}{4}\bar{P}\bar{\infty}$ (104) u. a.; auch Brachydomen, z. B. $t = 2\breve{P}\breve{\infty}$ (021) und die Basis $c = 0P$ (001) kommen vor. Ein dünn tafelförmiger Krystall von Miask im Ural ist in Fig. 435 abgebildet, doch gibt es auch viel weniger flächenreiche. Fig. 436 gibt den davon abweichenden Typus des sog. *Arkansit* von Magnet Cove in Arkansas, an welchem a weniger ausgedehnt ist und das Okta-

Fig. 435.

Fig. 436.

eder e beinahe allein die Krystalle oben und unten begrenzt, welche nicht mehr dünn tafelförmig sind. Bl. Br. ∥ b undeutlich. H. = $5\frac{1}{2}$—6. Spröde. G. = 3,87—4,07, nach dem Glühen größer, so wie das des Rutil. Heller oder dunkler rotbraun und durchsichtig bis durchscheinend, metallartiger Demantglanz (eigentlicher Brookit); der Arkansit ist matt, halbmetallisch, schwarz und undurchsichtig. Opt. A. E. ac für blaues, ab für rotes und Na-Licht, für gelbgrünes Licht sind die Krystalle einachsig. Seltener liegen die Achsen für alle Farben in derselben Ebene: stets ist die Brachydiagonale a M. L.; D. Br. +. V. d. L. etc. wie Rutil. Der Br. ist das seltenste der aus TiO_2 bestehenden Mineralien. Die Krystalle sind aufgewachsen, hauptsächlich im Gebiet der krystallinischen Schiefer und anderer krystallinischen Silikatgesteine, zuweilen mit Rutil und Anatas: z. B. bei Bourg d'Oisans im Dauphiné, am St. Gotthard, im Maderaner Tal und a. a. O. der Schweizer Alpen, in den Tiroler Alpen, hier zuweilen besonders ausgedehnte Tafeln: bei Tremadoc in Wales auf Grünstein; bei Miask im Ural, hier zuweilen die Plättchen zu zweien nach a verwachsen; als Geschiebe in australischen Goldseifen etc. Bei Biancavilla am Ätna im vulkanischen Tuff. Der Arkansit von Arkansas z. T. in Rutil verwandelt. Br. bildet auch Pseudomorphosen nach Titanit.

(Schrauf, Sitzgsber. Wiener Ak. Bd. 74, 1876; Zeitschr. f. Kryst. I, 1877 und IX, 1884.)

Anatas (Oktaedrit).

TiO_2 mit wenig Fe_2O_3 und SnO_2. Quadratisch, nie Zwillinge. Spitze Oktaeder $P = P$ (111): $PP = 136^{\circ}\ 36'$ (S. K.) vielfach für sich die Krystalle begrenzend, hieraus: $a : c = 1 : 1{,}7777$. Häufig sind die Endecken durch $r = \frac{1}{5}P$ (115) zugeschärft (Fig. 437). Andere stumpfe Oktaeder sind: $v = \frac{1}{7}P$ (117); $n = \frac{2}{7}P$ (227); auch das nächste stumpfere $e = P\infty$ (101) und das nächste schärfere $d = 2P\infty$ (201) kommen vor, sowie Dioktaeder, z. B. $s = \frac{5}{19}P5$ (5.1.19). Die Basis $c = 0P$ (001) stumpft nicht selten die Endecken ab, und zwar z. T. nur ganz wenig, z. T. auch sehr stark, so daß dick tafelförmige Krystalle entstehen. Prismen finden sich weniger häufig. Eine flächenreiche Kombination ist in Fig. 438 abgebildet. Bl. Br. nach P vollkommen, weniger deutlich nach c. Spröde. H. = $5\frac{1}{2}$—6. G. = 3,83 bis 3,95, nach dem Glühen größer, wie beim Rutil. Selten farblos, meist sehr dunkel blau, auch rot, gelb oder braun. Heller gefärbte Krystalle sind durchsichtig. Sehr starker glasartiger oder metall-

Fig. 437.

Fig. 438.

artiger Diamantglanz, je nach der Durchscheinenheit. D. Br. —, $\omega = 2{,}535$, $\varepsilon = 2{,}496$ (*Na*-Licht). V. d. L. etc. wie Rutil. Findet sich nur in Krystallen auf Klüften von krystallinischen Silikatgesteinen, bes. ausgezeichnet im Gneiße der Alp Lercheltini im Binnental (gelb und braun, sog. Wiserin) und a. a. O. der Alpen (Tavetsch, Bourg d'Oisans), ferner im Ural etc. Im Harz und im Fichtelgebirge rote Kryställchen auf zersetztem Diabas. Mikroskopisch kleine Anataskrystalle sind in vielen klastischen Gesteinen sehr verbreitet, so im Verwitterungsschutt von Porphyren und anderen Felsarten, sowie in den daraus entstehenden Sandsteinen. Größere Krystalle in den Goldseifen von Nord-Carolina und vom Ural, sowie im Flußsande in Minas Geraës (Brasilien). Diese letzteren und ähnliche uralische zuweilen in Rutil umgewandelt, sog. captivos, die in Brasilien den Diamant begleiten. Zuweilen in Pseudomorphosen nach Titanit und Titaneisen, aus denen er häufig entsteht.

(Klein, N. Jahrb. Min. etc. 1871, 1872, 1875; v. Zepharovich, Zeitschr. f. Kryst. Bd. VI, 1882, pag. 240; G. vom Rath, Pogg. Ann. Bd. 158; Seligmann, Zeitschr. f. Kryst. XI, 1886, pag. 343.)

Mit dem letzten Titansäuremineral, dem Rutil, beginnt die

Isomorphe Reihe des Rutils.

Da dem Zirkon wahrscheinlich die Formel: $ZrSiO_4$ zukommt, so sind vielleicht die Moleküle der anderen hierhergehörigen Mineralien zu verdoppeln, also: Rutil: $TiTiO_4 = Ti_2O_4$, Zinnstein: $SnSnO_4 = Sn_2O_4$ etc., vergl. pag. 531.

Rutil.

TiO_2, 61,15 *Ti*, bis $2\frac{1}{2}\,\%$ Fe_2O_3, der schwarze unreine sog. *Nigrin* sogar 11—14 % Fe_2O_3. Quadratisch; $a : c = 1 : 0{,}6442$. Die Krystalle dick prismatisch bis herunter zu den feinsten Nädelchen und Härchen. $s = P$ (111), $s/s = 84^\circ\ 40'$ (S. K.); $123^\circ\ 8'$ (E. K.). Das nächste stumpfere Oktaeder $e = P\infty$ (101) stumpft häufig die E. K. von s ab; dazu treten beide quadratische Prismen, nach welchen die Krystalle meist stark in die Länge gezogen sind: $g = \infty P$ (110) und $l = \infty P\infty$ (100). Nicht selten kommen noch ditetragonale Prismen dazu, die Kante g/l abstumpfend, so daß zuweilen walzenförmig gerundete Krystalle entstehen; z. B. $r = \infty P\frac{3}{2}$ (320) Fig. (439), auch $h = \infty P3$ (310); letzteres zuweilen als einziges Prisma mit dem Hauptoktaeder s (Fig. 289). Die Prismenflächen sind meist stark vertikal gestreift. Auch Dioktaeder kommen vor, z. B. $i = P3$ (313), die Kanten e/s, und $z = 3P\frac{3}{2}$ (321) die Kanten s/r abstumpfend. Die Basis findet sich selten. Zwillingsbildung ist sehr häufig. 1. Zw. Fl. e, die beiden lang prismenförmigen Individuen bilden ein Knie, in welchem die beiden Hauptachsen $114^\circ\ 25'$ machen; an das zweite Individuum wächst häufig ein drittes an, und zwar entweder so, daß alle drei Hauptachsen in einer Ebene liegen (Fig. 289),

Fig. 439.

oder so, daß dies nur bei je zwei benachbarten der Fall ist (Fig. 290). Auf diese Weise können die verschiedenartigsten Bildungen entstehen, so finden sich zuweilen ringförmig geschlossene Achtlinge (Magnet Cove in Arkansas). Manchmal sind in größeren Krystallen Zwillingslamellen nach *e* eingewachsen. 2. Zw. Fl. $y = 3P\infty$ (301). Die Zwillinge haben Herzform und die Hauptachsen schneiden sich unter 54° 44′ (Fig. 440). Nach diesem Gesetz und z. T. auch nach dem ersten durchkreuzen sich zuweilen feine Rutilnädelchen, ein zartes Maschenwerk

Fig. 440. Fig. 441 (nach Rosenbusch). Fig. 441a.

auf den Flächen verwitterter Eisenspatrhomboeder am St. Gotthard etc. bildend (*Sagenit*, Fig. 441).

Spaltbar nach *g* und *l* vollkommen, Bruch muschlig bis uneben. Spröde. H. = 6—6½. G. = 4,2—4,3. Dunkelrot, in dünnen Nädelchen hyacinthrot bis gelb; unreine Massen schwarz (Nigrin, G. = 4,5, vergl. pag. 520). Strich gelblichbraun; metallartiger Demantglanz. Durchscheinend bis undurchsichtig. Brechungsexponenten sehr hoch und + D. Br. stark; $\omega = 2{,}6158$; $\varepsilon = 2{,}9029$ (*Na*-Fl.). Der Rutil ist v. d. L. unschmelzbar, wird von Säuren nicht angegriffen, aber im Borax und Phosphorsalz gelöst, wobei er die TiO_2-Reaktion gibt.

Weitaus häufigstes der Titanmineralien. Seine Hauptverbreitung hat der Rutil in den krystallinischen Schiefern, Gneißen, Glimmerschiefern, Amphiboliten etc., ebenso aber auch in den halbkrystallinischen Phylliten. Sehr häufig ist er mit Quarz verbunden und in ihm als ältere Bildung eingewachsen. Verbreitet ist er auch in manchen Tiefengesteinen, namentlich Hornblende führenden, wie im Diorit, Syenit, weniger im Granit. Spärlich im krystallinischen Kalk und Dolomit. Er bildet in diesen Gesteinen, ringsum eingewachsen, einen ursprünglichen Gemengteil, teils in Form wohlausgebildeter Krystalle, denen allerdings nicht selten eine regelmäßige Endbegrenzung fehlt, teils als unregelmäßige Körner. Diese, wie auch die Krystalle erreichen zuweilen ein Gewicht von mehreren Pfunden, die Größe sinkt aber auch bis zur mikroskopischen herunter. Auf Klüften und Spalten dieser selben Gesteine sind Krystalle vielfach aufgewachsen, meist mit anderen Mineralien, Quarz, Feldspat, Eisenglanz etc., zuweilen

auch mit den beiden anderen Titanmineralien Anatas und Brookit zusammen. Aus dem Muttergestein gelangt er auch in die Verwitterungsschuttmassen, findet sich so in den Sanden der Bäche und Flüsse, in den Seifen etc. und fernerhin in den festen Schuttmassen, Sandsteinen etc.

In dieser Weise kommt der Rutil an vielen Orten in den Alpen vor, so mit Bergkrystall, in ihn eingewachsen und ihn oft in Form feiner Nädelchen ganz erfüllend, mit Eisenglanz (Basanomelan) und mit ihm regelmäßig verwachsen (vergl. (173) und Fig. 441a); nicht selten als Sagenit; auch mit Anatas und Brookit. Vielgenannte Fundorte sind in Steiermark (Modriach), Tirol (Pfitsch- und Zillerthal), am St. Gotthard, in Graubünden, im Binnental im Wallis; ferner bei Limoges in Frankreich; im bayrisch-böhmischen Wald (hier bei Bärnau und Tirschenreuth der Nigrin als Flußgeschiebe); im Erzgebirge, Riesengebirge und Fichtelgebirge; bei Ohlapian in Siebenbürgen ebenfalls Gerölle von Nigrin. Vielfach und in Menge in Skandinavien, bei Arendal und auf den Apatitlagerstätten von Kragerö etc. in Norwegen etc. Im Ural an der Tokowoja bei Katharinenburg, bei Miask im Ilmengebirge (Ilmenorutil), auch als Gerölle in den Goldsanden von Syssersk etc. Große schöne Krystalle bei Magnet Cove in Arkansas z. T. als Paramorphosen nach Brookit (Arkansit), und in einem aus Cyanit und Pyrophyllit gemengten Gesteine bei Graves Mountain in Georgia; auch noch an vielen anderen Orten der Vereinigten Staaten, u. a. in den Goldsanden von Nord-Carolina (Edisonit). In Brasilien z. B. in den Diamantseifen, z. T. als Paramorphose nach Anatas (captivos), und in derselben Umwandlung auch im Ural. Als mikroskopisch feine Nädelchen in manchen Glimmern besonders den asterisierenden (s. d.) z. B. von South Bourgess in Kanada, und sehr verbreitet in den Tonschiefern (Tonschiefernädelchen). Entsteht zuweilen durch Umwandlung aus Titanit; auch als Neubildung aus anderen titanhaltigen Mineralien, so in manchen zersetzten Gneißen.

(Bärwald, Zeitschr. f. Kryst. Bd. VIII, 1883, pag. 167; G. Rose, Pogg. Ann. Bd. 115; Haidinger, Sitzgsber. Wiener Akad. Bd. 39; v. Zepharovich, Zeitschr. f. Kryst. Bd. VI, 1882, pag. 238; v. Lasaulx, ibid. Bd. VIII, 1883, pag. 54; Rinne, N. Jahrb. Min. 1885, II, 3.)

Zinnstein (Zinnerz, Kassiterit, Graupen der Bergleute).

SnO_2 mit 78,6 *Sn*, jedoch meist verunreinigt durch Beimischung von Fe_2O_3 (bis 9 %), SiO_2 (bis $6\frac{1}{2}$ %; SiO_2-reicher dichter Zinnstein ist Stannit genannt worden), Ta_2O_5 (bis $2\frac{1}{2}$ %), Mn_2O_3, Al_2O_3 etc.

Quadratisch; $a : c = 1 : 0{,}6724$. Das Oktaeder $s = P$ (111); $s/s = 87^\circ\ 7'$ (S. K.) und $121^\circ\ 40'$ (E. K.) ist stets vorhanden, ebenso das 1. Prisma: $g = \infty P$ (110); dazu gesellt sich meist das nächste stumpfere Oktaeder $e = P\infty$ (101) und das 2. Prisma: $l = \infty P\infty$ (100).

Die in Fig. 442 dargestellte Kombination mit den genannten Flächen ist sehr häufig. Von Dioktaedern ist am häufigsten $z = 3P\frac{3}{2}$ (321); statt des Prismas l sind auch wohl die Flächen des ditetragonalen Prismas $h = \infty P2$ (210) vorhanden (Fig. 443). Selten findet sich die Basis. Die Flächen s, z, g, h (z zuweilen auch vorherrschend), sodann

Fig. 442. Fig. 443. Fig. 444.

steilere Oktaeder, wie $5P$ (551) und $\frac{5}{2}P$ (552) finden sich an den kleinen nadelförmigen einfachen Krystallen z. B. von Cornwall (sog. Nadelzinn, Fig. 443). Solche einfache Krystalle sind aber selten; meistens sind es Zwillingsverwachsungen, wie beim Rutil: Zw. Fl. e (Fig. 444). Die Hauptachsen beider Individuen machen 112° 10′. Zwei Flächen e und $\underline{e}$, auch s und $\underline{s}$, bilden an der Zw. Gr. häufig einspringende Winkel, sog. Visiere, daher der erzgebirgische Bergmannsname Visiergraupen. Nicht selten ist das Prisma g bei beiden Individuen stark verkürzt, oder statt g und s herrscht an den Enden l und e, wodurch die Form etwas modifiziert wird. Zuweilen setzt sich die Zwillingsbildung mit parallelen und nichtparallelen Zw. Fl. fort. Indem an mehrere oder auch alle Endkanten s/s eines Zentralindividuums Zwillingsindividuen angesetzt sind, entstehen Fünflinge. Häufiger sind ringförmige Viellinge, wie beim Rutil (Fig. 289), wo die Hauptachsen aller Individuen in einer Ebene liegen und die Visiere sich an jedem Knie in der Zwillingsgrenze wiederholen. Kein deutl. Blätterbruch, kleinmuschliger Bruch. Spröde. H. = 6—7. G. = 6,8—7,1; unreines (Holzzinn) 6,3—6,4. Sehr selten farblos und durchsichtig, meist schwarz, braun, rot, grau mit sehr hellem Strich; dann höchstens durchscheinend. Metallischer Diamantglanz auf Krystall-, Fettglanz auf Bruchflächen. D. Br. +, schwach. V. d. L. unschmelzbar; schwierig auf Kohle mit Soda zu Sn reduziert. Von Säuren nicht angegriffen, nur in schmelzenden Alkalien löslich.

Findet sich häufig in deutlichen meist aufgewachsenen Krystallen, aber auch derb, feinkörnig oder zuweilen feinfasrig und zwar radial, manchmal mit rundlicher Oberfläche, und in deren Richtung aus einzelnen Schalen aufgebaut, glaskopfartig, meist holzfarbig braun (Holzzinn). Sehr häufig abgerollte Körner in Seifen (Zinnseifen). Das ursprüngliche Vorkommen ist fast über die ganze Erde genau dasselbe und sehr charakteristisch. Der Zinnstein ist überall mit kieselsäurereichen

meist alten Eruptivgesteinen, besonders mit Granit, aber auch mit Felsitporphyr verbunden. Er erfüllt Gänge in diesen oder in deren Nähe; oder er findet sich in ihnen eingesprengt in einzelnen Körnern oder auf schmalen Klüften und Spalten, so daß das ganze Gestein damit imprägniert erscheint (Zinnstockwerke). Die steten Begleiter sind Quarz, wolframhaltige Mineralien (Wolframit und Scheelit), fluorhaltige Mineralien, wie Flußspat, Turmalin, Topas, Lithionglimmer (Zinnwaldit), Apatit, Sulfide wie Molybdänglanz und Arsenkies, aber auch zuweilen Kupferkies etc. Er ist wie die genannten Mineralien wohl als ein Produkt pneumatolytischer Prozesse aus F-haltigen Dämpfen anzusehen, die sich bei und nach der Eruption des Granits entwickelt haben (vergl. Turmalin und Topas). Durch Zerstörung der ursprünglichen Lagerstätten entstehen dann die Seifen, die mit jenen stets räumlich nahe verbunden sind. Die abgerollten Zinnsteinkörner der Seifen werden wohl als Stromzinn bezeichnet im Gegensatz zu dem Bergzinn der ursprünglichen Lagerstätten. In dieser doppelten Weise, als Berg- und als Stromzinn (Seifenzinn) findet sich der Zinnstein an vielen Orten und wird, wo er vorkommt bergmännisch gewonnen; er liefert so gut wie alles Zinn. Die hauptsächlichsten Lagerstätten sind im Erzgebirge auf sächsischer und böhmischer Seite (Zinnwald, Schlaggenwald, Graupen, Altenberg, Geier etc.); wichtiger in Cornwall und Devonshire (hier mit Kupferkies); am wichtigsten Malakka mit den Inseln Bangka und Billiton und neuerer Zeit Tasmanien mit dem Mt. Bischof und Neu-Süd-Wales. Mit jüngeren sauren Eruptivgesteinen (Lipariten und Daciten) trifft man den Zinnstein in der Gegend von Oruro und Potosi auf der bolivianischen Hochebene, wo statt der gewöhnlichen Begleiter Silber-, Blei- und Wismuterze auftreten. Ganz abweichend ist das spärliche Vorkommen in einem Kalkstein bei Campiglia marittima in Toskana.

Bildet in Cornwall Pseudomorphosen nach Feldspat. Selten als Neubildung in fossilen Knochen.

(Becke, Tschermaks Mineral. etc. Mitteilg. 1877; Kohlmann, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 24, 1895, pag. 350; Reyer, das Zinn, 1882.)

Zirkon (Hyacinth).

$ZrSiO_4 = ZrO_2 . SiO_2$; 67,12 ZrO_2. Der *Auerbachit* im Eläolithsyenit im Kreis Mariapol (sdl. Rußland, am Asowschen Meer) zeigt infolge von Zersetzung ein etwas anderes Verhältnis von ZrO_2 und SiO_2 (wurde früher $2ZrO_2 . 3SiO_2$ geschrieben, denn der SiO_2-Gehalt überwiegt ein wenig) und eine kleine Menge Wasser. Auch *Oerstedit* mit einem kleinen TiO_2-Gehalt ist ein in Umwandlung begriffener Z. Quadratisch; $a : c = 1 : 0{,}6404$. Oktaeder: $s = P$ (111); $s/s = 84^0\ 20'$ (S. K.) und $= 123^0\ 19'$ (E. K.) findet sich häufig mit dem ersten Prisma g (vergl. Fig. 205)

namentlich beim gemeinen Zirkon; ebenso auch oft mit dem zweiten Prisma l (Fig. 206) namentlich beim Hyacinth. Ein spitzeres Oktaeder $u = 3P$ (331) derselben Stellung wie s stumpft nicht selten die Kanten s/g ab; neben g ist noch das zweite Prisma l vorhanden, und in den Zonen der Endkanten von u liegen die Flächen des Dioktaeders $x = 3P3$ (311), diese E. K. zuschärfend; dadurch entsteht die nicht seltene Kombination Fig. 445. Zwillinge, welche beim Rutil und Zinnstein so häufig vorkommen, finden sich hier selten (Renfrew in Kanada, knieförmig). Spaltbarkeit unvollkommen, Bruch muschlig, spröde, H. = $7\frac{1}{2}$; G. = 4,7 ca. Es gibt indessen auch Krystalle, wo G. = 4,3 ca., die sich aber optisch zweiachsig erweisen und beim Glühen in den normalen Zirkon (G. = 4,7) übergehen; dies ist vielleicht eine andere heteromorphe Modifikation. Auch G. = 4,0 ist schon beobachtet worden; bei derartigen Krystallen ist vielleicht *Zr* durch ein anderes nahestehendes Element ersetzt. Unschmelzbar. Von Säuren nicht angegriffen. Glas- bis diamantglänzend; geschliffen sehr lebhaft. Der Z. ist häufig durchsichtig; farblos, (selten, aufgewachsen im Chloritschiefer des Pfitschtals in Tirol, Laacher See in trachytischen Auswürflingen), braun, grün etc. Meist aber gelbrot (*Hyacinth*), so in manchen Basalten, z. B. bei Unkel am Rhein, am Ölberg im Siebengebirge, bei Niedermendig am Laacher See etc. Auch im Flußsande, z. B. an der Iserwiese, bei Expailly in der Auvergne und besonders in den Edelsteinseifen von Ceylon etc., stets nur in kleinen mehr oder weniger abgerollten Körnern und Krystallen. Die Farbe des H. verschwindet beim Erhitzen. D. B. +, stark; $\omega = 1,92$, $\varepsilon = 1,97$ (r.). Wird als Edelstein verwendet; der von den Juwelieren H. genannte Stein ist aber meist Granat (Kaneelstein) von ganz ähnlicher Farbe. Meist ist jedoch der Z. undurchsichtig (*gemeiner Z.*), braun oder grau; so besonders im Zirkonsyenit des südlichen Norwegens, bei Laurvik, Fredriksvärn etc.; bei Brevik der zersetzte *Ostranit*; in einem Gang-Granit bei Hitterö im Anfang der Verwitterung (*Malakon*); im Miascit von Miask am Ural; in Nordamerika an mehreren Stellen, z. B. in Henderson Co., Nord-Carolina; besonders große Krystalle in Renfrew County in Kanada im Amphibolit; bei Hammond in New-York im körnigen Kalk. Überhaupt vielfach in Graniten, Gneißen, Prophyren und ähnlichen Gesteinen, häufig als mikroskopische Kryställchen; auch in vielen Trümmergesteinen (z. B. Sandsteinen) sehr verbreitet. Bildet auf ursprünglicher Lagerstätte fast nur eingewachsene Krystalle.

Fig. 445.

An den Zirkon schließt sich an der:

Baddeleyit (Brazilit). ZrO_2 ohne SiO_2. Kleine farblose, gelbe, braune und schwarze monokline nach der Querfläche tafelförmige Kryställchen, auch Zwillinge, in

den Edelsteinsanden von Rakwana in Ceylon (selten) und in dem Grus des Magnetit-Pyroxenit von Jacupiranga in Brasilien (reichlich). Auch braune Gerölle (Favas) in den brasilianischen Diamantsanden sind reine ZrO_2. Im Nephelinsyenit von Alnö (Schweden).

Orangit (Thorit). Zirkonähnliche Krystalle und derb im Pegmatit und Nephelinsyenit der Gegend von Brevik in Norwegen. Gelb: Orangit; schwarz: Thorit. $ThO_2 . SiO_2 = ThSiO_4$, doch meist mehr oder weniger verwittert und wasserhaltig. Manche solche Zersetzungsprodukte enthalten auch noch andere Bestandteile: N, Ce, La, Di, Y, Ca etc. und sind amorph geworden. Einige derselben sind der Auerlith aus Nord-Carolina, Eukrasit, Uranothorit, Freyalith etc.

Plattnerit (Schwerbleierz). PbO_2. Selten Krystalle. Meist derbe, schwarze, metallisch-demantglänzende Plättchen, Warzen und Krusten mit braunem Strich. G. = 8,5—9,4. Leadhills in Schottland und Idaho.

Polianit.

MnO_2. Kurze quadratische Prismen, scheinbar rhombisch und daher auch früher für rhombisch gehalten. H. = 6—6½. G. = 4,83—5,06. Licht stahlgrau, metallisch. Aufgewachsene, meist sehr kleine Krystalle, selten deutlich ausgebildet. Meist derbe, körnige und fasrige auch dichte Aggregate, zuweilen mit nierenförmiger Oberfläche. Platten und Johanngeorgenstadt im Erzgebirge, im Siegenschen, in Cornwall etc. auf Eisenerzgängen, überall sparsam und selten frisch. Geht unter Abnahme der Härte (bis H. = 2), aber bei gleichbleibender Krystallform und Zusammensetzung durch molekulare Umwandlung in Pyrolusit über, eine Paramorphose von Pyrolusit nach Polianit bildend. Doch ist dieser Vorgang noch nicht ganz aufgeklärt (siehe Pyrolusit).

Pyrolusit (Braunstein, Grau- oder Weichmanganerz, Graubraunstein).

MnO_2 mit 63,2 Mn, meist etwas BaO, SiO_2, H_2O etc. enthaltend. Unterscheidet sich vom Polianit durch weit geringere Härte. H. = 2—2½; im Aussehen ihm gleich. Bildet wie der letztere strahlige, fasrige bis dichte, auch erdige Massen, zuweilen oolitisch (Grube Hohenkirchen bei Cassel). Halbmetallisch glänzend, wenig lebhaft; schwarz, mit schwarzem Strich. G. = 4,7—5,0. Spröde ins Milde an den Fingern abfärbend. Unschmelzbar. Gibt Mn-Reaktion. Allein geglüht, oder mit H_2SO_4 erhitzt, gibt er O und mit HCl erhitzt Cl. Der Pyrolusit ist kein ursprüngliches Mineral, sondern entsteht durch Umwandlung aus anderen. Polianit geht ohne chemische Veränderung durch molekulare Umlagerung unter Härteverlust in P. über. Manganspat, $MnCO_3$ verwandelt sich unter Verlust von CO_2 und Aufnahme von O in Pyrolusit, so in größerem Maßstabe auf manchen Gängen in der Provinz Huelva in Spanien. Pyrolusit findet sich nicht selten in Form von Kalkspat und Dolomit; durch Umwandlung aus dolomitischem Kalk (Stringo-

cephalenkalk) sind vielleicht die oberflächlich liegenden Pyrolusite (und Mn-reichen Brauneisenerze) der Lindener Mark und sonst in der Nähe von Gießen entstanden. Der meiste Pyrolusit ist aber wohl aus Manganit, $H_2Mn_2O_4$ (pag. 564), hervorgegangen durch Austritt von H_2O und Aufnahme von O. Man erkennt am P. zuweilen noch die Blätterbrüche des Manganits, auch existieren Übergänge mit geringerem Wassergehalt als M., wie z. B. der sog. *Varvicit* von Warwickshire in England mit 5—6, statt 9% H_2O und in der Härte zwischen beiden stehend. Hierher gehören die Vorkommen im Porphyr von Ilmenau und Elgersburg im Thüringer Wald und von Ilfeld im Harz. Auch bei Platten in Böhmen, bei Romanèche, Dep. de l'Yonne (Frankreich) etc. Der Pyrolusit bildet den Hauptteil der meisten Braunsteinablagerungen und wird zur Chlorentwicklung in der Färberei und Bleicherei viel verwendet. Der Braunstein des unteren Lahntals ist meist Psilomelan (s. diesen bei den Hydroxyden), doch fehlt auch hier Pyrolusit nicht.

In die Nähe des Pyrolusits gehören auch die braunen manganhaltigen Knollen, die durch Tiefseefischerei vom Boden des Stillen Ozeans aufgenommen und *Pelagit* genannt worden sind.

Cervantit (Antimonocker z. T., pag. 571). SbO_2. Sehr dünne weiße Nädelchen, auch derb; von Borneo, Cervantes in Spanien (Galicien) und von Pereta in Toskana.

Tellurit (Tellurocker). TeO_2. Kleine demantglänzende, gelblich-weiße, zuweilen zu Büscheln vereinigte rhombische Kryställchen von Facebaya und Zalathna in Siebenbürgen, auch in Colorado, mit ged. Tellur. Sehr selten.

Oxyde RO_3.

Molybdänocker (Molybdit). MoO_3. Schwefelgelber pulveriger Beschlag auf Molybdänglanz von Lindos in Schweden und Nummedalen in Norwegen, auch vom Pfitschtal in Tirol.

Wolframocker (Tungstit). WO_3. Grünlich-gelber Beschlag auf Wolframit; Monroe in Connecticut und Cornwall.

b) Hydroxyde und Hydrate.

Der Oxyde RO.

Brucit. $H_2MgO_2 = H_2O . MgO$. Rhomboedrische, nach der Basis leicht spaltbare, weiße, durchsichtige bis durchscheinende, perlmutterglänzende, sehr weiche (H. = 2) Krystalle und derbe, gipsähnliche Massen auf Spalten im Serpentin der Insel Unst, bei Pyschminsk im Ural, Lancaster und Texas in Pennsylvanien, Hoboken in N.-Jersey, hier auch fasrig (*Nemalith*). Der Brucit findet sich in mikroskopischen Kryställchen in manchen Kalken eingewachsen, welche dadurch MgO- und H_2O-haltig werden, z. B. bei Predazzo in Tirol im Predazzit und Pencatit (siehe diese). Bei Jakobsberg im Kirchspiel Nordmarken in Wermland ein gelber bis braunroter 14% MnO-haltiger *Manganbrucit*. Derselbe führt zu dem

Pyrochroit. H_2MnO_2, dem Brucit sehr ähnlich und mit ihm isomorph, weiß bis fleischrot, braun und schwarz verwitternd; auf kleinen Spalten im Magneteisen von Pajsberg bei Philipstad und von Mosgrufva in Wermland.

Der Oxyde R_2O_3.

Hydrohämatit.

$H_2Fe_4O_7 = H_2O.2Fe_2O_3$; 94,7 Fe_2O_3, 5,3 H_2O. Krystallinisch, kurzstenglig bis fasrig mit nierenförmiger Oberfläche, die äußersten Schichten auf braunem Glaskopf bildend. Dunkelgrauschwarz, mit einem deutlichen Stich ins Rot, dunkelkirschroter Strich, halbmetallisch glänzend. G. = 4,29—4,49, H. = $6\frac{1}{2}$—$7\frac{1}{2}$. Sehr stark dekrepitierend und im Kolben H_2O gebend. In HCl löslich. Nur mit anderen Eisenerzen, bes. Brauneisenstein, zusammen auf Gängen, zuweilen in nicht unbedeutender Menge. Siegen, Neuenbürg im Schwarzwald, Stebnitz im Fichtelgebirge, in Schlesien, Südfrankreich, Mexiko etc. Dient mit anderen ähnlichen Mineralien als Eisenerz. Wird zuweilen als ein wasserarmer Brauneisenstein aufgefaßt, aus diesem durch Wasserverlust entstanden.

Der dichte *Turgit* von derselben Zusammensetzung aus den turjinskschen Gruben bei Bogoslowsk im Ural scheint ein Gemenge zu sein.

Hydrogoethit. $H_8Fe_6O_{13} = 4H_2O.3Fe_2O_3$. Cochenillerote fasrige Aggregate mit ziegelrotem Strich in dünnen Adern, sowie in Krusten auf und im Brauneisenstein, auch im Innern von hohlen Brauneisensteinkonkretionen. Reichlich in den Eisenerzlagern in Zentralrußland, besonders bei Trosno im Gouv. Tula. Auch bei Neuenbürg im Schwarzwald.

Isomorphe Gruppe des Goethits:

Rhombisch: $H_2R_2O_4 = H_2O.R_2O_3$.

Goethit:	$H_2Fe_2O_4$;	$a:b:c = 0{,}9182:1:0{,}6061$.
Diaspor:	$H_2Al_2O_4$;	$= 0{,}9372:1:0{,}6038$.
Manganit:	$H_2Mn_2O_4$;	$= 0{,}8441:1:0{,}5448$.

Goethit (Pyrrhosiderit).

$H_2Fe_2O_4 = H_2O.Fe_2O_3$; 89,7 Fe_2O_3 und 63 Fe. Rhombisch, meist kleine, nicht sehr deutlich ausgebildete Kryställchen; teilweise kurzprismatisch, oder langnadelförmig (*Nadeleisenerz*) oder dicktafelförmig, oder in Form von nach der Längsfläche sehr dünnen Plättchen (*Rubinglimmer*) in Drusen aufgewachsen. Die wichtigsten Krystallformen sind: $m = \infty P$ (110), $m/m = 94^\circ\ 52'$; $r = \infty \bar{P}2$ (210); $b = \infty \breve{P}\infty$ (010); $p = P$ (111); $s = \bar{P}2$ (212); $e = \breve{P}\infty$ (011), $e/e = 117^\circ 30'$ (oben). (Fig. 446, einen Krystall von der Botallakgrube in Cornwall auf dichtem Brauneisenstein darstellend). Die Krystalle von Clifton bei Bristol sind dünne, oblonge Täfelchen nach b; am Rande der Tafeln sind schmale Facetten p und e. Diesen sehr ähnlich sind die sehr dünnen Krystalle von Eiserfeld etc. im Siegen-

Fig. 446. Fig. 447.

schen, wo aber am Rande der Blättchen die Querfläche $a = \infty \bar{P}\bar{\infty}$ (100), das steile Makrodoma $x = 4\bar{P}\bar{\infty}$ (401), $x/x = 41^\circ 30'$ (oben), sowie *e* vorkommen, während *p* und *s* fehlt (Fig. 447).

Nach *b* vollkommen spaltbar, spröde, wenig biegsam; H. = 5—5½, auch 4½ .G. = 3,8—4,2. Hell- oder dunkelbraun, bis fast schwarz, rotbraun, die dünnen Blättchen dunkelrot durchscheinend (*Rubinglimmer*, Fig. 447), Strich rot- bis gelblichbraun; alle Grade der Durchscheinenheit, aber kaum völlig durchsichtig. Glanz demantartig ins Metallische, zuweilen sehr lebhaft, aber oft auch matt; manchmal seidenartig. Schwach magnetisch. V. d. L. gibt er im Kolben H_2O und wird rot; schmilzt schwer und wird in der Red.-Fl. schwarz und magnetisch; in HCl nicht schwierig, in HNO_3 leichter löslich.

Die beim Goethit unterschiedenen Varietäten sind die folgenden:

1. *Nadeleisenerz.* Kleine nadelförmige Krystalle auf Brauneisenstein bei Lostwithiel und Botallak in Cornwall. Auf Quarz aufgewachsen und zuweilen von ihm vollständig umhüllt in Form radialer Büschel; so im Amethyst der Achatdrusen bei Oberstein a. d. Nahe, ähnlich bei Zwickau in Sachsen und am Finkenhübel in der Grafschaft Glatz. Am schönsten in den durchsichtigen Amethystgeschieben am Strande der Wolfsinsel im Onegasee in Rußland (Onegit oder Fullonit), die geschliffen und unter dem Namen „flêches d'amour“ als Schmuckstein getragen werden. Einzelne Nädelchen auch in Ammonitenkammern und in Knochen fossiler Saurier.

2. *Rubinglimmer* (Goethit im engeren Sinne). Meist auf Brauneisenstein aufgewachsen, auf Gängen, besonders in deren obersten Teilen. Fundorte sind die Eisensteingänge im Siegenschen (bei Eiserfeld, Hollerter Zug etc.), im Westerwald, bei Raschau in Sachsen, Nadabula in Ungarn, Clifton bei Bristol. Auch die mikroskopisch kleinen gelbroten Täfelchen, die den Carnallit, den Heulandit, Sonnenstein etc. rot färben, sollen z. T. Goethit sein.

3. *Lepidokrokit.* Radialfasrige Aggregate von nelkenbrauner Farbe, meist mit rundlicher brauner Oberfläche. Auf Brauneisensteingängen bei Neuenbürg im Schwarzwald, im Siegenschen, Cornwall etc. Hieran schließt sich die

4. *Sammetblende* (Pribramit), am schönsten auf den Bleierzgängen von Přibram in Böhmen. Braune bis gelbe radialfasrige Kugeln, deren einzelne Fasern in äußerst feine Härchen und Nädelchen auslaufen, die der rundlichen Oberfläche den eigentümlichen Glanz und das weiche Anfühlen des Sammets verleihen.

5. *Dichter Goethit.* Mattglänzend, braun. Besonders in Form von Pseudomorphosen, vor allem nach Schwefelkies, der dabei seine gelbe Farbe und seinen lebhaften Metallglanz verliert; auch nach Spateisenstein.

Selten ist der Goethit in solchen Massen vorhanden, daß er eine Rolle als Eisenerz spielen könnte.

Diaspor.

$H_2Al_2O_4 = H_2O \cdot Al_2O_3$. Die seltenen rhombischen Krystalle des Diaspors sind klein, meist undeutlich und gerundet und ähnlich denen des isomorphen Goethits, aber die Winkel nur annähernd bekannt. Nach $\infty P\breve{\infty}$ (010) vollkommen spaltbar. Meist derbe blättrige Massen bildend. H. = 5—6. Sehr spröde. G. = 3,4. V. d. L. unschmelzbar, sehr stark zerknisternd, in Säuren nicht löslich. Perlmutterglänzend, durchsichtig bis durchscheinend. Weiß (gangförmig im Ton, sog. Dillnit von Dilln bei Schemnitz in Ungarn), oder braun (im Ural bei Kossoibrod im Chloritschiefer mit Smirgel), auch sonst als Begleiter des Smirgels und Korunds; mit letzterem im Dolomit am Campo longo in der Schweiz; mit Cyanit am Greiner in Tirol etc. Opt. A. E. *ac*, + M. L. *a*. Starker Trichroismus.

Manganit (Braunmanganerz, Graubraunstein z. T.).

$H_2Mn_2O_4 = H_2O \cdot Mn_2O_3$; 90,9 Mn_2O_3; etwas Fe_2O_3, BaO, SiO_2 etc. 40 % Fe_2O_3 enthalten die nadelförmigen Krystalle auf Roteisenstein von Neukirchen im Elsaß, die wohl als eine isomorphe Mischung von $H_2Mn_2O_4$ mit $H_2Fe_2O_4$ anzusehen sind (*Neukirchit*). An den rhombischen, nach verschiedenen Typen ausgebildeten Krystallen findet sich stets das Prisma $m = \infty P$ (110); $m/m = 99^\circ\ 40'$. Die stumpfe Kante ist häufig durch die Querfläche $a = \infty P\bar{\infty}$ (100) abgestumpft, andere Prismen schärfen die Kanten von m zu, so z. B. $d = \infty P\bar{2}$ (210) die stumpfe vordere, $l = \infty P\breve{2}$ (120) die scharfe seitliche Kante. Die Flächen der Prismenzone sind stark vertikal gestreift (Fig. 448). Die Endigung der Prismen ist sehr mannigfaltig. Zuweilen ist nur die Basis c vorhanden, in der Richtung der Achse b stark gestreift, zuweilen mit dem Makrodoma $u = P\bar{\infty}$ (101) (Fig. 448). Oder es findet sich eine Anzahl rhombischer Oktaeder: $s = P\bar{2}$ (212), $\varrho = P\bar{5}$ (515) nebst dem Makrodoma u. Zuweilen ist die Zahl dieser Oktaeder, die zusammen am gleichen Krystalle vorkommen, eine ganz erhebliche, alle liegen so, daß ihre Flächen in der Zone einer vorderen E. K. liegen, sich also unter lauter dieser parallelen Kanten schneiden, während u, welches diese Kante gerade abstumpfen würde, fehlt. Eine solche Kombination zeigen die beiden Individuen des Zwillings Fig. 449; wo neben s noch vorkommt: $g = P\bar{3}$ (313), $p = P$ (111) und $n = 2P\breve{2}$ (121);

Fig. 448. Nach Tschermak.

Fig. 449.

die seitliche E. K. von *p* wird durch die Flächen des Brachydomas $e = \breve{P}\infty$ (011) gerade abgestumpft, $e/e = 122^\circ 50'$ (oben). Bei noch anderen Krystallen treten zu den genannten Oktaedern Makrodomen in größerer Zahl, darunter wieder das schon erwähnte *u*, sodann $\eta = \frac{1}{5}\bar{P}\infty$ (105) etc., sowie die Basis $c = 0P$ (001) und statt *e* das Brachydoma $f = 2\breve{P}\infty$ (021), sowie einige Oktaeder außerhalb jener Reihe, z. B. $z = \frac{6}{5}\breve{P}2$ (365). Zwillinge nach *e* sind häufig, die Individuen sind entweder knieförmig aneinander gewachsen (Fig. 449) oder durcheinander hindurch. Die Krystalle sind entweder prismenförmig, sogar nadelförmig in der Richtung der Achse *c*, oder dicktafelförmig nach der Querfläche *a*; stets aufgewachsen, meist auf derbem, fasrigem, strahligem und dichtem Manganit, auch auf Schwerspat. Nach der selten als Krystallfläche ausgebildeten Längsfläche $b = \infty\breve{P}\infty$ (010) ein vollkommener Bl. Br. Spröde ins Milde. H. $= 3\frac{1}{2}$—4, wenn ganz frisch, häufig weicher, bis zu H. = 2 (siehe unten). G. = 4,3—4,4. Dunkeleisenschwarz mit braunem Strich, undurchsichtig, meist unvollkommener Metallglanz. In konz. HCl unter Cl-Entwicklung löslich. Gibt im Kolben über 200° Wasser; unschmelzbar. Findet sich mit Pyrolusit zusammen, an den dort erwähnten Fundorten; gute Krystalle bes. bei Ilfeld am Harz auf Gängen im Porphyrit und bei Ilmenau (Öhrenstock, Elgersburg) im Thüringerwald ebenso im Felsitporphyr. Auch in Cornwall, bei Undenäs in Schweden und bei Christiansand in Norwegen. Zuweilen in den Manganerzlagerstätten an der unteren Lahn (Lindener Mark bei Gießen, Aumenau bei Weilburg etc.). Nicht selten als Pseudomorphose nach Kalkspat in Skalenoedern $R3$ $(21\bar{3}1)$.

Geht durch Verlust von H_2O und Aufnahme von O allmählich in Pyrolusit über, wird gleichzeitig immer weicher bis zu H. = 2, und der ursprünglich braune Strich wird schwarz. Dabei bilden sich Gemenge von MnO_2 und $H_2Mn_2O_4$, also von Pyrolusit und Manganit in den verschiedensten Verhältnissen, welche z. T. mit besonderen Namen belegt worden sind (Varvicit, vergl. Pyrolusit pag. 560 f.). Nur selten ist der Manganit noch ganz unzersetzt und frisch. Bildet einen Teil des Braunsteins.

(Vergl. Groth, Mineraliensammlung der Universität Straßburg; Köchlin, Min. und petr. Mittlgn. IX, 1887, pag. 22.)

Brauneisenstein (Brauneisenerz, Limonit).

$H_6Fe_4O_9 = 3H_2O \,.\, 2Fe_2O_3$; 85,6 Fe_2O_3; etwas Mn_2O_3, SiO_2, CuO, CaO, CoO, auch Va_2O_5, P_2O_5, TiO_2, Cr_2O_3, As, S etc. Besonders der dichte und erdige ist zuweilen sehr stark verunreinigt, auch mit anderen Eisenoxydhydraten und sonstigen Eisenerzen; nicht selten stark mit Ton, auch mit Kalk etc. gemengt. Findet sich häufig krystalli-

siert, aber nie in deutlichen Krystallen, sondern nur in radialfasrigen Aggregaten, meist mit nieriger oder traubiger Oberfläche oder stalaktitisch. Die Oberfläche ist infolge eines größeren Mangangehalts glänzend schwarz; mit ihr parallel vielfach innere ebenso glänzend schwarze Absonderungsflächen, so daß eine konzentrischschalige Struktur entsteht; dies ist der *braune Glaskopf*. Häufig ist das Brauneisenerz auch dicht und erdig. Die Farbe ist braun, in verschiedenen Abstufungen bis ins Ockergelb, der Strich ist braungelb; die schwarze Oberfläche des Glaskopfs ist vielfach bunt angelaufen. Der Glanz ist halbmetallisch, beim fasrigen ins Seidenartige, zuweilen auch ins Wachsartige, auf dem Bruch meist nicht sehr lebhaft; undurchsichtig. Die Härte schwankt in ziemlich weiten Grenzen und geht bis H. = $5\frac{1}{2}$. Der erdige Br. (Brauneisenocker) färbt an den Fingern ab. Auch das spez. Gewicht schwankt, und zwar zwischen G. = 3,3—3,9. Gibt im Kolben H_2O und wird rot (Fe_2O_3). V. d. L. schwer schmelzbar; nach dem Glühen magnetisch. In HCl löslich.

Findet sich mit anderen Eisenerzen zusammen auf Gängen und Lagern oft in großen Massen, und ist eins der wichtigsten Eisenerze. Die genannten drei Varietäten, der dichte und erdige Br. und der braune Glaskopf, sind meist nebeneinander vorhanden, die Hauptmasse bildet der dichte Br., dazwischen liegt der erdige nesterförmig oder Überzüge bildend; nach außen, sowie gegen Hohlräume hin, welche die Masse einschließt, wird der dichte Br. fasrig, nimmt eine rundliche Oberfläche an und wird damit zum braunen Glaskopf, der die Wände der Höhlungen auskleidet. Schöner Glaskopf wird u. a. aus den Brauneisensteingängen im Siegenschen und im Erzgebirge, ferner von Hüttenberg in Kärnten, Nadabula in Ungarn etc. erwähnt. Er verliert zuweilen Wasser und geht in roten Glaskopf, überhaupt der Brauneisenstein auf diese Weise in Roteisenstein, über. Es ist die Ansicht ausgesprochen worden, daß überall der rote Glaskopf und auch der Hydrohämatit durch Wasserverlust aus braunem Glaskopf entstanden sei. Zum Brauneisenstein gehört auch der *Xanthosiderit*, ein Glaskopf mit gelben Fasern, der mit den Manganerzen bei Ilmenau im Thüringer Wald vorkommt, und dem früher ein größerer Wassergehalt nach der Formel $2H_2O \cdot Fe_2O_3$ zugeschrieben wurde (pag. 569).

Was die Entstehung des Brauneisensteins anbelangt, so ist er wohl meist ein Umwandlungsprodukt anderer Mineralien, in deren Form man ihn nicht selten als Pseudomorphose antrifft, wie z. B. nach Kalkspat, Dolomit, Eisenspat, Schwefelkies, eisenreichen Silikaten (Augit, Olivin) etc. Er findet sich daher vielfach in den oberen, der Erdoberfläche benachbarten Teilen der Lagerstätten mancher Erze, die durch ihre Umwandlung zu seiner Entstehung Veranlassung gegeben haben, deren „eisernen Hut“ bildend. So gehen viele Kieslager, z. B. die

von Huelva in Spanien, und manche in den Neu-Englands-Staaten in Nordamerika, von Pennsylvanien und Tennessee nach oben hin allmählich in Brauneisenstein über. Der Eisenglanz von Elba und der Roteisenstein von Elbingerode im Harz wird nach oben durch Wasseraufnahme allmählich zu Brauneisenstein. Ähnlich verändert sich auch vielfach das Magneteisen, z. B. im Ural, wo auch sonst der Brauneisenstein große Verbreitung besitzt. Namentlich ist es aber der Spateisenstein, $FeCO_3$, der an den meisten Orten seines Vorkommens in dieser Weise umgewandelt worden ist, so in der Gegend von Brotterode im Thüringer Wald, im Reußchen Voigtlande bei Lobenstein, im Siegenschen, am Iberg bei Grund am Harz, in den alpinen Lagerstätten in Steiermark und Kärnten etc. Auch durch Umwandlung eisenreicher Silikatgesteine entsteht unter Ausscheidung der Kieselsäure etc. oft Eisenhydroxyd, so aus dem Basalt im Vogelsberg (Basalteisenstein), aus den Schalsteinen an der unteren Lahn etc., vielfach zusammen mit Roteisenstein. Durch Aufnahme von Eisen in Kalksteine und Dolomite sind die massenhaften Einlagerungen von Brauneisenstein in dem oberschlesischen Muschelkalk entstanden und ebenso vielleicht die oberflächlichen Anhäufungen des manganhaltigen mulmigen Brauneisensteins in der Gegend von Gießen, der Lindener Mark etc. (sog. Braunerz). Aber auch direkt bildet sich das Mineral nicht selten als Ausscheidung aus eisenhaltigem Wasser. So ist der meiste Eisenocker als eine derartige Quellbildung anzusehen und dasselbe ist wohl bei dem braunen Glaskopf der Fall, wie z. B. bei dem Vorkommen auf Spalten im Buntsandstein bei Neuenbürg im Schwarzwald und in geringerer Menge bei Marburg. Das Eisen stammt hier aus dem eisenreichen Sandstein. Auch in eisenreichen Silikatgesteinen wird eine derartige Konzentrierung des Eisengehalts auf Hohlräumen beobachtet.

Eine besondere Abart des Brauneisensteins bildet der fettglänzende, braune, amorphe *Stilpnosiderit* (Eisenpecherz, Glanzeisenstein) mit glattem muscheligem Bruch, der mit anderem Brauneisenstein im Siegenschen, im Westerwald, bei Bodenmais in Bayern, Nadabula in Ungarn, Czerhowitz in Böhmen etc. vorkommt. Er enthält etwas SiO_2 und P_2O_5. Ihm ganz ähnlich ist das *Kupferpecherz* mit einem kleinen Kupfergehalt, das sehr häufig in kleinen Mengen bei der Verwitterung von eisenhaltigen Kupfererzen (Kupferkies, Buntkupfererz) entsteht.

Gemenge des Brauneisensteins mit anderen Substanzen sind zuweilen in Massen vorhanden und sind dann mit besonderen Namen belegt worden, um so mehr, als auch sie z. T. sehr wichtige Eisenerze bilden. So gibt es z. B. SiO_2-haltigen *Kieseleisenstein*, $CaCO_3$-haltigen *Kalkeisenstein*, sog. Braunerz, z. B. von Elbingerode am Harz, in den Alpen etc. Am wichtigsten ist aber der *tonige Brauneisenstein*,

der vielfach in großen Mengen sich findet. Derselbe ist äußerlich und auch bei genauerer Untersuchung von dem tonigen Spateisenstein und dem tonigen Roteisenstein oft schwer zu unterscheiden. Er bildet entweder kompakte braune dichte Massen, oder runde, zuweilen ziemlich große Knollen im Ton (toniger Sphärosiderit). Kleinere Knollen (Eisennieren) sind oft im Innern hohl; ein kleiner eingeschlossener Körper bringt beim Schütteln ein klapperndes Geräusch hervor (Klapper- oder Adlerstein). Besonders wichtig sind aber die kleineren runden Körner, welche an manchen Orten in großen Massen zusammengehäuft sind, so im Tertiär bei Mardorf in Hessen und namentlich auf Klüften und Spalten der Kalk- und Dolomitfelsen des Weißen Jura der schwäbischen und fränkischen Alb, ferner in Krain etc.; sie bilden das sog. *Bohnerz*. Noch massenhafter ist aber das Vorkommen von *oolitischem Brauneisenerz*, das z. B. im Tertiär am Kressenberg in den bayrischen Alpen sich findet, im braunem Jura bei Wasseralfingen in Württemberg, und namentlich in Luxemburg und Lothringen (sog. Minette) ein ganz besonders wichtiges Vorkommen. Ein etwas tonhaltiges, ockeriges braunes Eisenoxydhydrat ist auch die als Malerfarbe verwendete *türkische Umbra* von der Insel Cypern (kölnische Umbra ist Braunkohle, (siehe unten)). Hier schließt sich auch der bräunlichgelbe *Hypoxanthit* an, der unter dem Namen „terra di Siena“ als Malerfarbe benutzt wird und der einen stark mit Brauneisenstein gemengten Ton darstellt.

Zum Brauneisenstein gehört in der Hauptsache der stark verunreinigte, SiO_2- und P_2O_5-haltige, teilweise wasserreichere, mit Sand und anderen unorganischen Körpern, sowie auch mit organischen Substanzen gemengte *Raseneisenstein*, der von dichter, oft löcheriger Beschaffenheit ist und im Glanz und Aussehen zum Teil an den Stilpnosiderit (pag. 567) erinnert. Er besteht zuweilen aus einzelnen runden Knollen und Kugeln und ist sogar in gewissen Vorkommnissen oolithisch; vielfach auch ockerig und dann gelb, sonst braun. Alle die hierhergehörigen Massen sind moderne Bildungen, welche noch heutzutage entstehen, und welche nach der speziellen Art und Weise ihrer Entstehung und dem danach ziemlich stark variierenden Aussehen mit verschiedenen Namen benannt worden sind. Der eigentliche Raseneisenstein bildet sich unter dem Rasen feuchter Wiesen *(Wiesenerz)* an sehr vielen Orten des norddeutschen Flachlandes, zuweilen in ausgedehnten Lagern, welche sogar zu seiner Verhüttung Veranlassung gegeben haben; das *Morasterz* oder *Sumpferz* auf dem Grund von Sümpfen und Morästen; das *Seeerz* auf dem Grunde von Seen, bes. in Schweden, vor allem im Helgasee, und in Finnland, meist als ein dunkelbrauner eisenhaltiger Schlamm, der zuweilen Anfänge oolithischer Bildung zeigt; derselbe wird in Schweden zur Verhüttung ge-

sammelt und ergänzt sich stets wieder von neuem. Alle diese Erze sind Ausscheidungen aus eisenhaltigen Gewässern, z. T. unter Vermittlung von organischen Wesen (Gallionella ferruginea).

Gelbeisenstein.

Manche gelbe ockerige Eisenerze scheinen H_2O-reichere Hydrate zu sein, als der Brauneisenstein, und zwar z. T. von der Zusammensetzung: $H_4Fe_2O_5 = 2H_2O . Fe_2O_3$ mit 18,4 H_2O. Sie sind meist stark verunreinigt, namentlich mit Ton, und die richtige Formel ist daher schwer festzustellen. Sie finden sich mit Brauneisenerz zusammen, namentlich das dichte und erdige Brauneisenerz begleitend, das fast stets zu einem gewissen Anteil solche meist lockere, ockerige, gelbe Substanz beigemischt enthält, so z. B. die Eisennieren, bei denen braune festere und gelbe lockerere Schichten miteinander abwechseln; auch die Raseneisenerze sind mit der gelben Masse vielfach gemengt. Zuweilen finden sich größere Lager solcher gelben erdigen Massen, welche dann gewonnen und als Malerfarbe verwendet werden (gelber Eisenocker). Dieselbe Substanz wird von manchen eisenhaltigen Quellen abgesetzt. Vielfach werden diese gelben Eisenhydroxyde alle mit zum Brauneisenstein gerechnet.

Auch für den oben erwähnten Xanthosiderit (pag. 351) von Ilmenau wird die Formel $H_4Fe_2O_5$ angegeben (fasriger Gelbeisenstein).

Hydrargillit (Gibbsit) mit Beauxit und Laterit.

$H_6Al_2O_6 = 3H_2O . Al_2O_3$. Monoklin, kleine sechsseitige scheinbar hexagonale, weiße, durchscheinende, sehr weiche Täfelchen, nach der Basis vollkommen spaltbar und nach dieser und anderen Flächen vielfach komplizierte Zwillinge bildend. Meist nicht sehr deutlich krystallisiert; schuppige Aggregate oder auch radialfasrige Kugeln und stalaktitische Zapfen oder derbe, gipsähnliche Partien bildend. H. = 2½—3; zähe. G. = 2,34—2,39. Unschmelzbar. Nur in heißen Säuren schwierig löslich. Krystalle auf Gängen im Elaeolithsyenit der Insel Arö im Langesundfjord im südl. Norwegen, mit Natrolith; ferner bei Slatoust im Ural, bei Richmond in Massachusetts mit Brauneisenstein, bei Ouro Preto (Villarica) in Brasilien. Auf Korund, aus ihm durch Wasseraufnahme entstanden, bei Unionville in Pennsylvania und bei Gümüschdagh in Kleinasien.

Im reinen Zustand kommt der Hydrargillit überall nur spärlich vor, spielt aber, mehr oder weniger verunreinigt, als Zersetzungsprodukt tonerdehaltiger Silikate und aus solchen zusammengesetzter Gesteine unter den Namen *Beauxit* und *Laterit* eine um so größere Rolle.

Beauxit (Bauxit) hat man den mit Eisenhydroxyden, Sand etc. ge-

mengten weißen bis roten, meist tonartigen, zuweilen auch oolithischen Hydrargillit genannt, der in Massen in der Umgegend von Beaux bei Arles im südlichen Frankreich vorkommt. Er soll durch Umwandlung aus Gneiß entstanden sein. Der Beauxit vom Vogelsberg und Westerwald, wie der aus der Auvergne ist unter Beibehaltung der Gesteinsstruktur und unter Ausscheidung des gesamten Kieselsäure-, Alkali- und Eisengehalts in Aluminiumhydroxyd umgewandelter Basalt. Auf Hohlräumen in der meist durch beigemengtes Eisenhydroxyd braun gefärbten Masse findet man vielfach zahlreiche kleine Kryställchen des reinen Hydrargillits. Ein tonähnlich aussehender, meist hellgefärbter Beauxit, dessen Ursprung noch nicht näher bekannt ist, findet sich in der Wochein bei Feistritz in Krain (Wocheinit). Der Beauxit zeigt u. d. M. häufig deutlich, daß er ein Aggregat von Hydrargillitschüppchen bildet, die lebhaft auf das polarisierte Licht einwirken; nicht selten ist aber keine Spur dieser Struktur zu erkennen und die Substanz verhält sich völlig isotrop. Der B. ist von einiger technischer Bedeutung, da er zur Herstellung von Aluminium, Alaun etc., auch von feuerfesten Ziegeln, Cement etc. dient.

Laterit ist der ungeheuer weit durch die tropischen Gegenden aller Weltteile (Indien, Brasilien, Afrika etc.) verbreitete unreine, teilweise mit Ton und anderen Substanzen gemengte Hydrargillit. Es ist das für die Tropen charakteristische Verwitterungsprodukt aller möglichen tonerdehaltigen Gesteine: von Graniten, Dioriten, Gneißen etc. Man spricht danach von Granit-, Diorit-, Gneiß- etc. Laterit. Das Ursprungsgestein mag gewesen sein, welches es will, das Endprodukt der Umwandlung, der Laterit, ist stets im wesentlichen von derselben Beschaffenheit. Er bildet eine bald feinerdige, bald mehr tonige, bald mehr feste und kompakte, oft stark löcherige Masse von roter bis brauner Farbe, Eisenhydroxyde in mehr oder weniger großer Menge einschließend, die darin oft in erheblichem Umfang in reineren Partien ausgeschieden sind (Lateriteisenstein). Auch die nicht der Verwitterung unterworfenen Teile der Urgesteine, besonders Quarzkörner, sind im Laterit dem Hydrargillit beigemengt. Reiner Hydrargillit ist hier gleichfalls zuweilen in einzelnen Kryställchen oder größeren Knollen in der unreinen Masse ausgeschieden. Der Laterit ist von dem Beauxit nicht wesentlich verschieden.

(Brögger, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 16, 1890, pag. 16 (Kryst.); Liebrich, Diss. Zürich 1890 (Beauxit); M. Bauer, N. Jahrb. f. Min. etc. 1898, II, pag. 193 (Laterit).

Sassolin.

$H_3BO_3 = 3H_2O \,.\, B_2O_3$, 56,5 B_2O_3. Trikline, weiße perlmutterglänzende, leicht in einer Richtung spaltbare, biegsame, durchsichtige Schüppchen, die auch zu losen, zuweilen stalaktitischen Aggregaten

vereinigt sind. Vielleicht mit Hydrargillit isomorph. H. = 1, fettig anzufühlen. G. = 1,45. Schmilzt leicht und färbt die Flamme grün; löst sich in heißem Wasser. Ist ein Sublimationsprodukt mancher Vulkane, z. B. auf Vulcano; auch gelöst in den heißen Quellen (Suffionen) der Maremmen und in denen bei Sasso in Toskana, aus denen sich das Mineral bei der Erkaltung des Wassers absetzt. In den Maremmen fanden sich früher Sassolinlager, die aber jetzt abgebaut sind. Er wird auch aus dem Wasser gewonnen und zu Borsäurepräparaten technisch verwendet. Dem Rohmaterial sind häufig fremde Substanzen beigemengt, z. B. dem S. von Vulcano gelbe Schwefelkörnchen etc.

Der Oxyde RO_2.

Stiblith (Stibiconit). $H_2Sb_2O_5 = H_2O \,.\, 2SbO_2$. Gelbes, fettglänzendes derbes, oder mattes erdiges, ziemlich hartes (H. = 5) Umwandlungsprodukt besonders des Antimonglanzes, in dessen Form er sich häufig findet; stets mit diesem Erz, aber auch mit anderen antimonhaltigen Mineralien, Fahlerz etc. zusammen. Mayen in Rheinpreußen, Kremnitz und Felsöbanya in Ungarn, Constantine in Algier, Mexiko, Borneo. Der *Antimonocker*, erdige Krusten auf Antimonglanz etc. von Bräunsdorf, Wolfsberg am Harz etc. ist vielleicht dasselbe. (Vergl. auch Cervantit, pag. 561.)

Der Oxyde RO und R_2O_3.

Hydrotalkit (Völknerit). Ein Magnesia-Tonerdehydrat von wechselnder Zusammensetzung. Als Formel wird wohl: $6MgO \,.\, Al_2O_3 \,.\, 15H_2O$ angegeben. Hexagonal, in tafelförmigen, basisch spaltbaren Krystallen, meist derbe, blättrige, zuweilen fasrige Aggregate, mild, H. = 2, fettig anzufühlen, weiß, durchscheinend, in Säuren löslich. Bei Snarum in Norwegen im Serpentin (Hydrotalkit) und an der Schischimskaja Gora bei Slatoust im Ural (Völknerit). Vielleicht ist es an beiden Orten ein Gemenge von Zersetzungsprodukten eines anderen Minerals, vielleicht von Ceylanit. Ein solches Verwitterungsprodukt ist zweifellos der ähnlich dem Hydrotalkit zusammengesetzte *Houghit*, der in weißen oder grauen oktaedrischen Pseudomorphosen mit Skapolith, Spinell etc. im körnigen Kalk von Sommerville in New-York vorkommt. Ähnliche Pseudomorphosen finden sich auch am Monzoni in Tirol. Ein dem Hydrotalkit ungefähr entsprechendes, ebenfalls hexagonales Magnesia-Eisenoxydhydrat, in farblosen, undeutlich fasrigen dünnen Schnüren im Serpentin der schottischen Insel Haaf-Grunay und in goldigglänzenden Schuppen auf den Eisenerzlagerstätten von Longban in Wermland in Schweden ist der *Pyroaurit* (Igelströmit). In dem hellblauen *Namaqualit* aus Südostafrika ist MgO des Hydrotalkits durch CuO ersetzt.

Anhangsweise folgt eine Anzahl von hierher gehörigen Mineralien, deren Zusammensetzung noch nicht vollkommen sicher ermittelt ist.

Psilomelan (schwarzer Glaskopf, Hartmanganerz z. T.).

$RO \,.\, 4MnO_2$ mit $1\frac{1}{2}$ bis 6 % H_2O, wo $R = Ba, K_2, Li_2$; auch $Cu, Co, Ca, Mg, Tl, Ni, Al$ etc. in geringen Mengen kommt vor; 77—94 MnO_2, 0—16 BaO, 0—5 K_2O, auch MnO etc. Die Zusammensetzung ist sehr schwankend und wird von der Formel nur ganz annähernd wiedergegeben. K_2O und BaO nicht im nämlichen Stück, so daß man Baryt- und Kalipsilomelan unterscheiden kann; die Li_2O-haltigen Ps. werden

auch als Lithionpsilomelan bezeichnet. Dichte oder amorphe, blauschwarze Massen, zuweilen mit nieriger oder traubiger Oberfläche, manchmal konzentrisch schalig, aber nie im Innern fasrig (schwarzer Glaskopf). Bruch eben, H. = 5½—6; G. = 4,1—4,3. Wenig glänzend bis matt, Strich bräunlich schwarz und glänzend. V. d. L. sehr schwer schmelzbar, verknisternd und O ausgebend; in HCl unter Cl-Entwicklung gelöst. Mit Brauneisenstein zusammen sehr verbreitet: im Siegenschen, in Westphalen, im Schwarzwald, im Erzgebirge (bes. bei Schneeberg), bei Salm-Château in Belgien etc. Bildet einen Bestandteil des Braunsteins bei Ilmenau und Ilfeld und setzt manche Braunsteinlager an der unteren Lahn, bei Weilburg etc. fast ganz allein zusammen; auch im Brauneisenerz der Lindener Mark bei Gießen und ebenso auf anderen Eisenlagerstätten dort. In Pseudomorphosen nach Kalkspat, Flußspat etc.; als schwarze Dendriten überall verbreitet.

Lithiophorit ist ein weicher, Li- (1,23—1,42 LiO_2) und Al-haltiger (10,67 Al_2O_3) vielleicht verwitterter Psilomelan von Schneeberg. Dasselbe ist der *Kakochlor* von Rengersdorf bei Görlitz. (Laspeyres, Journ. prakt. Chem. 13, 1876.)

Schwarzes Pulver von ähnlicher Zusammensetzung ist *Manganschwärze* genannt worden, es ist ein Zersetzungsprodukt manganhaltiger Mineralien.

Wad.

Die Zusammensetzung ist schwankend, ähnlich der des Psilomelans, im Durchschnitt etwas mehr H_2O und weniger Ka_2O und BaO. Häufig ebenfalls mit stalaktitischer, nierenförmiger oder traubiger Oberfläche. Das Mineral ist aber weich (H. = 1, selten 3), braun, schimmernd bis matt; im Innern feinschuppig bis erdig, rissig und vielfach sehr porös, so daß es an der Zunge hängt, scheinbar leichter ist als Wasser und auf ihm schwimmt; aber G. = 2,3—3,0. Es ist wahrscheinlich ein Verwitterungsprodukt des Psilomelans, mit dem es häufig zusammen vorkommt, hauptsächlich aber des Mn-haltigen Eisenspats. Am Iberg im Harz, bei Arzberg im Fichtelgebirge, in der Lindener Mark bei Gießen, in Siegen, Nassau, in Devonshire, bei Groroi, Dep. Mayenne (*Groroilith*, stenglig abgesondert). Als *Manganschaum* in rötlich braunen dünnen, lockeren Überzügen auf braunem Glaskopf und anderen Eisenerzen, auch auf Manganerzen, Psilomelan etc.

Ähnlich dem Wad ist der CuO-haltige weiche, schwarze *Rhabdionit* von Nischne Tagilsk im Ural und der braune, zartschuppige ebenfalls CuO-haltige *Lepidophaeit* von Kamsdorf in Thüringen.

Kupfermanganerz. $2CuO.2MnO_2.3H_2O$; CuO z. T. durch MnO ersetzt; schwarz, mit schwarzem Strich, amorph, traubig, stalaktitisch, nierig etc. Von Kamsdorf bei Saalfeld. Ein dem Kupfermanganerz ähnliches Mineral von Remolinos in Chile ist der *Peloconit.* Schwarze pulverige Anflüge von ähnlicher Zusammensetzung bilden die *Kupferschwärze* z. T. Ähnlich dem Kupfermanganerz, aber wasserfrei der *Crednerit* von Friedrichsroda.

Schwarzer Erdkobalt (Asbolan, Kobaltmanganerz). Ist ein wasserhaltiges Gemenge, enthaltend MnO_2, CoO (19—32 %), CuO etc. Matt, schwarz mit schwarzem Strich. H. = 1; abfärbend, sehr milde; zuweilen mit nierenförmiger Oberfläche oder stalaktitisch. Zersetzungsprodukt von Speiskobalt und anderen *Co*-Erzen. Schwarzwald, Kamsdorf bei Saalfeld, Riechelsdorf in Hessen, Neukaledonien. Zur Smaltebereitung benutzt. (*Brauner* und *gelber Erdkobalt* sind ebenfalls Verwitterungsprodukte des Speiskobalts, enthalten aber wesentlich As_2O_5; siehe unten.) Eine nickelhaltige Masse entsprechend dem schwarzen Erdkobalt ist der *Heubachit* von Alpirsbach und Heubach im Schwarzwald.

Heterogenit von Schneeberg in Sachsen, schwärzlichbraun, amorph und wohl ebenfalls ein Zersetzungsprodukt des Speiskobalts, soll die *Co*-Verbindung $CoO.2Co_2O_3.6H_2O$ sein.

V. Klasse.

Borate.

a) Wasserfreie Borate.

Boracit.

$Mg_7B_{16}O_{30}Cl_2 = 2Mg_3B_8O_{15}.MgCl_2 = 2\,(3MgO.4B_2O_3) + MgCl_2$ mit 62,5 B_2O_3.

Die äußere Gestalt des Boracits ist genau regulär, tetraedrisch. Die Hauptformen sind Würfel *w*, Oktaeder, resp. die beiden korrelaten Tetraeder $o = +\frac{O}{2}$ (111) und $o^1 = -\frac{O}{2}$ $(1\bar{1}1)$ und Granatoeder *g*, bald die eine, bald die andere Form vorherrschend. Ein durch Vorherrschen eines Tetraeders *o* deutlich hemiedrisch ausgebildeter Krystall ist Fig. 450 abgebildet; die Würfelflächen *w* stumpfen die Kanten von *o* schmal ab, die Granatoederflächen *g* schärfen

Fig. 450. Fig. 451. Fig. 452. Fig. 453.

die Ecken von *o* zu. Einen Krystall mit vorherrschendem Granatoeder zeigt Fig. 451. Die vierkantigen Ecken sind durch kleine Würfelflächen *w*, die abwechselnden dreikantigen Ecken durch die Flächen *o* und o^1 der beiden Tetraeder abgestumpft; *o* und o^1 sind physikalisch verschieden: o^1 ist matt, sogar löcherig, *o* ist

glatt und glänzend; o oder o^1 fehlt auch wohl ganz. Zuweilen sind noch weitere Flächen ausgebildet, so die Pyramidentetraederflächen $i = -\frac{2O2}{2}$ $(2\bar{1}1)$, die Granatoederkanten nur um die matten Tetraederflächen o^1 herum abstumpfend, so daß das matte Tetraeder o^1 und i von gleichem Vorzeichen sind. An den in Fig. 452 und 453 abgebildeten Krystallen herrscht der Würfel w, dessen Kanten durch die Granatoederflächen g und dessen Ecken durch die Tetraederflächen o und o^1 abgestumpft werden; auch hier ist o^1 matt, o glänzend, und auch hier fehlt zuweilen o oder o^1. In Fig. 453 sind wieder die Kanten g/g um o^1 herum durch die Flächen i abgestumpft, wie in Fig. 451, während um o herum die Flächen des Hexakistetraeders $t = +\frac{5O\frac{5}{3}}{2}$ (531) gruppiert sind, so daß t mit dem glänzenden Tetraeder o von gleichem Vorzeichen ist. Auch Würfel allein und Würfel mit abwechselnd durch das Tetraeder o abgestumpften Ecken (Fig. 128), sowie Tetraeder allein und Tetraeder mit Würfel, also mit abgestumpften Kanten (Fig. 127) kommen vor. Zwillinge sind kaum bekannt.

Trotz der regulären Form zeigt der B. bei niederer Temperatur Doppelbrechung und Zweiachsigkeit und stellt sich im polarisierten Licht dar als aus zwölf rhombischen Individuen zwillingsartig nach Granatoederflächen als Zwillingsflächen um den allen Individuen gemeinsamen Krystallmittelpunkt herum cyklisch verwachsen, so daß also die regulären Krystalle mimetisch sind (171). Zahlreich eingelagerte Zwillingslamellen lassen den Bau noch komplizierter erscheinen. Bei 265° wird jedoch das Mineral isotrop; die rhombische Modifikation ist in die reguläre übergegangen, der die äußere Form entspricht. Beim Erkalten stellt sich der ursprüngliche Zustand wieder her. Die Substanz des B. ist also enantiotrop dimorph (282). Ursprünglich hat sich die reguläre Modifikation gebildet, die dann unter Beibehaltung der Form durch molekulare Umlagerung in die rhombische übergegangen ist. Sie stellt eine Paramorphose dar, die durch Temperaturerhöhung wieder in die primäre reguläre Modifikation zurückgeführt werden kann. Den optischen Verhältnissen entsprechend sind auch die der Pyroelektrizität. Bei gewöhnlicher Temperatur, also im rhombischen Zustand, ist der B. ausgezeichnet pyroelektrisch und zwar polar nach den vier Eckendiagonalen des Würfels. Die Tetraederflächen o stellen die antilogen, o^1 die analogen Pole dar. Beim Übergang in die reguläre Modifikation bei 265° verschwindet mit der Doppelbrechung auch die Pyroelektrizität, um sodann beim Erkalten ebenfalls wieder zu erscheinen. Keine Spaltbarkeit; Bruch kleinmuschlig. Spröde; H. = 7; G. = 2,9—3,0. Glasglänzend, durchsichtig bis durchscheinend; durch teilweise Umwandlung in eine weiße undurchsichtige Substanz

von fasriger Beschaffenheit, aber sonst unbekannter Natur (Parasit) trübe. Farblos, gelblich, graulich, grünlich. Schwer schmelzbar, in HCl löslich.

Findet sich in kleinen Kryställchen in Gips eingewachsen, so vor allem bei Lüneburg in Hannover, seltener bei Segeberg in Holstein: im Carnallit bei Staßfurt. Hier auch zuweilen aufgewachsen, kleine Drusen bildend, sowie in Gestalt von weißen erdigen oder fasrigen Knollen (*Staßfurtit*) in größerer Menge. Selten ist der grünliche *Eisenboracit* mit einem kleinen Eisengehalt.

Die Pyramidentetraeder des *Achtaragdit* aus dem vulkanischen Tuff von der Mündung der Achtaragda in den Wilui in Sibirien sollen umgewandelter Boracit sein.

G. Rose. Abh. Berl. Ak. 6. Apr. 1843: Klein. N. Jahrb. Min. 1880, II. 229, 1881. I. 239. 1884. I. 235: Mack. Zeitschr. f. Kryst. Bd. VIII, 503; Baumhauer, Zeitschr. f. Kryst. Bd. III. 337 und Bd. V. 273.

Rhodizit. $K_2O \,.\, 2Al_2O_3 \,.\, 3B_2O_3$. Krystallform wie bei Boracit. H. = 8. G. = 3,3. Sarapulsk und Schaitansk bei Mursinsk im Ural auf rotem Turmalin und Quarz.

Ludwigit. $3MgO \,.\, FeO \,.\, Fe_2O_3 \,.\, B_2O_3$. Rhombisch. Meist stenglige bis fasrige, zähe, rabenschwarze Aggregate von seidenartigem Metallglanz. G. = 3,9—4,1. H. = 5. Im Magneteisen von Morawicza im Banat. Als ein *Mn*-Ludwigit kann der *Pinakiolith* angesehen werden, der in Form kleiner schwarzer, metallglänzender Täfelchen im Dolomit von Longban in Schweden vorkommt. *Fe* ist durch *Mn* ersetzt.

Jeremejewit. Hexagonal, einachsig. *Eichwaldit*, rhombisch, zweiachsig, in Drillingen von pseudohexagonaler Form. Beide $Al_2O_3 \,.\, B_2O_3$. Sie bilden in paralleler Verwachsung hexagonale Prismen, in denen der Eichwaldit als Kern von einer dünnen Hülle von Jeremejewit umgeben ist. Lose im verwitterten Granit am Berge Soktuj in der Adontschilonkette in Transbaikalien.

Hambergit. $H_2O \,.\, 4BeO \,.\, B_2O_3$. Rhombische Krystalle, graulich weiß, glasglänzend. H. = 7½. Sehr selten im Nephelinsyenit des Langesundfjords, südl. Norwegen.

Hier schließt sich vielleicht an der:

Nordenskiöldin. $CaO \,.\, SnO_2 \,.\, B_2O_3$. Hexagonale Tafeln, sehr selten. Insel Groß-Arö im Langesundfjord, ähnlich dem mitvorkommenden Melinophan.

b) Wasserhaltige Borate.

Tinkal (Borax).

$Na_2B_4O_7 \,.\, 10H_2O = Na_2O \,.\, 2B_2O_3 \,.\, 10H_2O$, mit 36,7 B_2O_3. Monoklin, sehr ähnlich dem Augit. $a:b:c = 1{,}0995:1:0{,}5632$; $\beta = 106^\circ\, 35'$. Ein Prisma $m = \infty P$ (110) hat vorn den Winkel: $m\,m = 87^\circ\, 0'$; seine Flächen sind ziemlich deutlich blättrig, vollkommener noch die Querfläche $a = \infty P\bar{\infty}$ (100), weniger die Längsfläche $b = \infty P\breve{\infty}$ (010). Zu diesen Flächen tritt die Basis $c = 0P$ (001) und ein hinteres schiefes Prisma $o = +P$ ($\bar{1}11$); $o/o = 122^\circ\, 34'$ in der S. E., auch wohl $z = +2P$ ($\bar{2}21$). Zuweilen Zwillinge nach a. Bruch muschlig; spröde ins Milde; H. = 2—2½. G. = 1,7—1,8. Durchsichtig bis durchscheinend, durch

Wasserverlust trübe und in Pulver zerfallend. Fettglänzend; farblos oder gelblich, auch grünlich. Ausgezeichnetes Beispiel der gekreuzten Dispersion (227, 251). — M. L. Achse b; $\varrho > v$. $2E = 59^0 30'$ (r.); $59^0 8'$ (g.); $56^0 50'$ (bl.) $\beta = 1{,}470$. Der Borax schmilzt leicht unter Aufblähen und löst Metalloxyde in der Hitze leicht auf, von welchen viele ihm eine charakteristische Farbe verleihen, daher Anwendung als Lötrohrreagens. Sonst namentlich bei Lötprozessen verwendet. Löst sich im Wasser und findet sich daher in manchen Seen gelöst (Boraxseen), so im westlichen Tibet, im Clearlake in Kalifornien und in manchen anderen Seen im südöstlichen Kalifornien und in Nevada. Am Ufer scheiden sich im Schlamm Krystalle aus, vielfach mit Soda und Steinsalz zusammen. Sehr reich sind die Boraxlager im Salzsumpf Columbus Marsh in Nevada. Borax ist auch im Wasser der Schlammvulkane von Kertsch und Taman aufgelöst. Der früher in der Technik verwendete Borax stammte fast ausschließlich aus den zentralasiatischen Boraxseen, heutzutage kommt der rohe Borax mehr von Kalifornien und Nevada. Sehr viel wird auch künstlich dargestellt, so aus Sassolin, aus Staßfurtit, Boronatrocalcit, Pandermit etc.

Lagonit. $Fe_2^{III}B_6O_{12} . 3H_2O$, ockergelb, erdig; in den B_2O_3-haltigen Quellen der toskanischen Maremmen als Ausscheidung.

Larderellit. $(NH_4)_2B_8O_{13} . 4H_2O$. Weiße perlmutterglänzende Inkrustationen, ebendort.

Bechilit (Borocalcit). $H_2CaB_4O_8 . 3H_2O$. Ebenso. Weitere kalkhaltige Borate sind:

Colemanit. $H_2Ca_2B_6O_{12} . 4H_2O$. Schöne datolithähnliche, monokline, farblose, durchsichtige, nach der Längsfläche deutlich spaltbare Krystalle mit Quarz von San Bernardino Co., Kalifornien. Sehr ähnlich, aber H_2O ärmer, ist der

Pandermit. $Ca_2B_6O_{11} . 3H_2O$. Feinkörnige, marmorähnliche weiße Knollen im Gips der Insel Panderma an der Südküste des Schwarzen Meeres in technisch nutzbarer Menge. Davon nicht verschieden ist der *Priceit*, der lagerförmig in kreideähnlichen Massen im Staate Oregon vorkommt.

Boronatrocalcit (Ulexit, Natroborocalcit).

$NaCaB_5O_9 . 6H_2O$ mit 46 % B_2O_3. Weiche weiße, perlmutterglänzende Plättchen sind zu kleinen Knollen vereinigt. Mit Steinsalz, Gips, Glauberit etc. in den südamerikanischen Salpeterlagern (sog. Tiza), wo das Mineral zu technischen Zwecken gesammelt wird. Hier auch der wahrscheinlich nicht wesentlich verschiedene *Hayesin*, der auch Borocalcit genannt wird. Gleichfalls wahrscheinlich dasselbe ist der *Tinkalzit* (Boraxkalk), der in ähnlichen Knollen aus Westafrika kommt, von wo er unter dem falschen Namen Rhodizit in den Handel gebracht worden ist.

Franklandit. $Na_2CaB_6O_{11} . 7H_2O$. Langfasrige weiße Aggregate, von Tarapaca in Chile. Ähnlich dem Boronatrocalcit. Ebenso auch der *Kryptomorphit*, mit Gips und Glaubersalz bei Windsor in Neu-Schottland.

Magnesiahaltig sind die folgenden Borate:

Pinnoit. $MgB_2O_4 . 3H_2O$. Gelbe und grünliche, seltener rötliche und graue versteckfasrige Knollen mit schimmerndem Bruch. Selten bei Staßfurt, mit Staßfurtit in der Kainitregion.

Ascharit. $3Mg_2B_2O_5 . 2H_2O$. Weiße Knollen im Steinsalz und Kainit, Aschersleben.

Szaibelyit (Boromagnesit). $2Mg_5B_4O_{11} . 3H_2O$. Kleine schneeweiße radialfasrige Kugeln im körnigen Kalk von Rezbanya im Banat.

Sussexit. $(Mg, Mn)_2B_2O_5 . H_2O$. Asbestähnliche gelblichweiße bis fleischrote lange Fasern im Kalkspat der Manganlagerstätten in New-Jersey.

Hydroboracit. $CaMgB_6O_{11} . 6H_2O$. Weiße bis rötliche, strahlig blättrige gipsähnliche Aggregate von Staßfurt und vom Kaukasus.

Heintzit (Hintzeit, Kaliborit). $KMg_2B_9O_{16} . 8H_2O$. Monokline, farblose, durchsichtige bis durchscheinende monokline Kryställchen, im Pinnoit bei Staßfurt und im Carnallit bei Westeregeln.

Eine andere Säure neben der Borsäure enthält:

Lüneburgit. $MgB_2O_4 . 2HMgPO_4 . 7H_2O$. Fasrige flache Knollen im Gips von Lüneburg.

Sulfoborit. $2Mg_2B_2O_5 . 2MgSO_4 . 9H_2O$. Kleine farblose oder rötliche durchsichtige rhombische Kryställchen im Carnallit von Westeregeln.

Borosilikate siehe bei den Silikaten.

Verbindungen mit anderen Säureanhydriden R_2O_3 sind:

Trippkeit. Soll $nCuO . As_2O_3$, also basisch arsenigsaures Kupfer sein. Kleine quadratische, nach beiden Prismen vollkommen spaltbare, lebhaft glänzende blaugrüne, in Säuren leicht lösliche Kryställchen, mit Olivenit auf Rotkupfererz bei Copiapo in Chile.

As_2O_3 ist auch im Ekdemit, Sb_2O_3 im Romeit, Nadorit und Ochrolith (siehe diese, pag. 447 und unten).

VI. Klasse.

Karbonate und Nitrate.

a) Wasserfreie Karbonate und Nitrate.

Die in der Natur vorkommenden wasserfreien Karbonate und Nitrate bilden in der Hauptsache eine große isodimorphe Reihe, in welcher die Verbindung $CaCO_3$ die wichtigste ist. Diese krystallisiert in zwei Formenreihen: rhomboedrisch als Kalkspat, rhombisch als Aragonit. An jede dieser beiden heteromorphen Modifikationen schließt sich eine Anzahl isomorpher Mineralien an, und zwar an Kalkspat vorzugsweise die Karbonate von *Mg, Fe, Mn, Zn*, während *Ba, Sr, Pb* nur eine äußerst geringe Rolle spielen; an Aragonit im Gegensatz dazu gerade die Karbonate der letztgenannten Metalle, während die der erstgenannten nur von untergeordneter Bedeutung sind. Isomorphe Mischungen, namentlich der rhomboedrischen Reihe spielen eine sehr große Rolle, sehr wichtige Mineralien sind hierher zu rechnen. In solchen isomorphen Mischungen der rhomboedrischen Reihe treten aber vielfach auch die Metalle der rhombischen Reihe auf und umgekehrt, so daß wohl alle hierhergehörigen Karbonate als dimorph angesehen werden müssen. Die rhomboedrischen Karbonate mit mehreren Metallen sind aber nicht immer Mischungen in wechselnden Verhält-

nissen, sondern stellen z. T. konstante Verbindungen dar. So sind die Krystalle des Dolomits alle nach der Formel: $CaMgC_2O_6$ zusammensgesetzt (Normaldolomit); ebenso sind die des Ankerit: $CaFeC_2O_6$ und die des Breunerit: $MgFeC_2O_6$. Es ist daher wahrscheinlich, daß eigentlich die Moleküle bei allen diesen Karbonaten mit nur einem Metall verdoppelt werden müßten und daß z. B. für den Kalkspat besser $CaCaC_2O_6 = Ca_2C_2O_6$ zu schreiben wäre. Bei der rhombischen Reihe ist eine solche Beziehung nicht vorhanden. Die rhomboedrischen Karbonate sind nicht alle rhomboedrisch-hemiedrisch, sondern z. T. auch rhomboedrisch-tetartoedrisch (Dolomit, Ankerit). Sie sind ganz besonders durch vollkommene Spaltbarkeit in der Richtung der Flächen eines Rhomboeders ausgezeichnet, welche Winkel von 105° 5'—107° 40' (E. K.) miteinander machen. Dieses Spaltungsrhomboeder wird allgemein als Hauptrhomboeder der krystallographischen Betrachtung zu Grunde gelegt. Viel weniger vollkommen ist im Gegensatz hierzu die Spaltbarkeit der rhombischen Karbonate. Von den Nitraten ist der *Na*-Salpeter mit dem Kalkspat, der *K*-Salpeter mit dem Aragonit isomorph. Außerhalb dieser isodimorphen Reihe steht hauptsächlich der monokline Barytocalcit.

Danach hat man folgende Übersicht über die wasserfreien Karbonate und Nitrate, welche als Mineralien in der Natur vorkommen, wobei aber von der Verdoppelung der Formel des Kalkspats etc. abgesehen ist.

Rhomboedrisch (Kalkspatreihe).		Rhombisch (Aragonitreihe).	
	$a:c$		$a:b:c$
Kalkspat: $CaCO_3$;	1:0,8543.	Aragonit: $CaCO_3$;	0,6224:1:0,7205.
Plumbocalcit: $(Ca, Pb)CO_3$;	?	Tarnowitzit: $(Ca, Pb)CO_3$;	0,6220:1:0,7168.
Talkspat: $MgCO_3$;	1:0,8095.	Alstonit: $(Ca, Ba)CO_3$;	0,5910:1:0,7390.
Dolomit: $(Ca, Mg)CO_3$; (tetart.)	1:0,8322.	Witherit: $BaCO_3$;	0,6032:1:0,7302.
		Strontianit: $SrCO_3$;	0,6089:1:0,7237.
Strontianocalcit;	?	Calciostrontianit: $(Sr, Ca)CO_3$;	0,6089:1:0,7237.
Eisenspat: $FeCO_3$;	1:0,8171.	Weißbleierz: $PbCO_3$;	0,6100:1:0,7230.
Manganspat: $MnCO_3$;	1:0,8183.		
Oligonspat: $(Fe, Mn)CO_3$;	1:0,8175.		
Ankerit: $(Ca, Fe)CO_3$; (tetart.)	1:0,8320.		
Braunspat: $(Ca, Mg, Fe, Mn)CO_3$;	1:0,82.		
Breunerit: $(Mg, Fe)CO_3$;	1:0,8129.		
Zinkspat: $ZnCO_3$;	1:0,8062.		
Sphärokobaltit: $CoCO_3$;	?		
Natronsalpeter: $NaNO_3$;	1:0,8276.	Kalisalpeter: KNO_3;	0.5843:1:0,7028.

Monoklin: Barytocalcit: $CaBaC_2O_6$; $a:b:c = 1,1201:1:0,8476$; $\beta = 102° 26'$.

Kalkspatreihe.

Die einzelnen Glieder vielfach nicht scharf voneinander geschieden infolge der äußerst mannigfaltigen isomorphen Mischungen.

(Tschermak, Min. u. petr. Mittlgn. IV, 1882, 99, 538; Becke, ibid. XI, 1890, 234.)

Kalkspat (Calcit).

$CaCO_3$; 56,0 CaO, 44,0 CO_2; der wasserhelle sog. Doppelspat von Island ist fast chemisch rein, doch ist der meiste Kalkspat wenigstens etwas, mancher sehr stark verunreinigt, indem entweder andere rhomboedrische Karbonate isomorph beigemischt oder fremde Substanzen mechanisch eingeschlossen sind. So findet man häufig $MgCO_3$ beigemischt, z. T. in erheblicher Menge (dolomitischer Kalk), auch $FeCO_3$ (eisenschüssiger Kalk), $MnCO_3$ (ein *Mn*-haltiger (6—14% MnO) roter Kalkspat aus den Zinkerzlagerstätten von Sparta in New-Jersey ist *Spartait* genannt worden), seltener $ZnCO_3$ (bis 4%). Auch die Karbonate der Aragonitreihe finden sich zuweilen, z. B. $PbCO_3$ im sog. *Plumbocalcit*, bei Wanlockhead und Leadhills in Schottland bis 8% PbO, bei Bleiberg in Kärnten sogar 23% $PbCO_3$; $BaCO_3$ enthält der sog. *Neotyp* von Cumberland und der *Barycalcit* von Longban in Schweden, dieser sogar in überwiegender Menge: 57% $BaCO_3$; der *Strontianocalcit* von Girgenti in Sizilien ist ein $SrCO_3$-haltiger Kalkspat. Von mechanischen Beimengungen spielt besonders Quarzsand eine Rolle, der bis über $^2/_3$ des Gewichts zuweilen die Krystalle erfüllt (z. B. der sog. krystallisierte Sandstein von Fontainebleau (181)); sodann findet man häufig bituminöse Substanzen beigemengt (z. B. im *Anthraconit*), welche das Mineral schwarz oder braun färben und beim Zerbrechen einen brenzligen Geruch hervorbringen (Stinkkalk); auch Fe_2O_3 ist beigemengt (*Hämatoconit*) oder Eisenhydroxyd (*Sideroconit*). Manche Kalke schließen auch geringe Mengen von Brucit (H_2MgO_2) ein und werden dadurch MgO- und H_2O-haltig (*Predazzit* und *Pencatit* von Predazzo in Tirol).

Der Kalkspat ist der ausgezeichnetste Repräsentant der rhomboedrischen Hemiedrie; $a : c = 1 : 0{,}8543$. Zugleich ist er eines der formenreichsten Mineralien, die es gibt, und steht vielleicht in dieser Beziehung an der Spitze von allen. Bis jetzt wurden an ihm 281 einfache Formen sicher konstatiert, daneben werden 139 noch unsichere angegeben. Unter den sicheren sind: 18 Prismen und Dihexaeder, 27 + Rhomboeder, 48 — Rhomboeder und 187 Skalenoeder, wozu noch die Basis tritt. Die Zahl der bisher beschriebenen Kombinationen reicht nahe an 1000. Die Krystalle des K. sind parallel mit den Flächen eines Rhomboeders mit einem E. K.-Winkel von 105° 5' ausgezeichnet spaltbar; dieses Rhomboeder, das als Krystallform selten vorkommt, wird bei der krystallographischen Betrachtung des Kalkspats als Hauptrhomboeder zu Grunde gelegt (Fig. 454), es ist $P = R$ $(10\bar{1}1)$. Wegen der ausgezeichneten Spaltbarkeit gehen den vielfach rauhen und matten Flächen dieses Rhomboeders häufig ebene und irisierende Spalten und Risse parallel, an welchen man dasselbe, auch wenn es nicht als Fläche ausgebildet ist, im Innern der Krystalle der Richtung nach leicht erkennen kann, was die Orientierung in den oft sehr

komplizierten Kombinationen nicht selten wesentlich erleichtert. (An einzelnen Figuren ist die Lage von R durch punktierte Linien angegeben.) Auch das Gegenrhomboeder: — R $(01\bar{1}1)$ kommt als Krystallfläche vor, aber noch seltener, als R; seine Flächen zeigen keine Spur von Spaltbarkeit, sie schneiden sich aber ebenfalls in den E. K. unter 105° 5′; die Spaltungsflächen stumpfen die Seitenecken ab. Sehr häufig ist das nächste stumpfere Rhomboeder: — $\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$, E. K. = 134° 57′, dessen Flächen, meist nach der kürzeren, schiefen Diagonale gestreift, die E. K. von R gerade abstumpfen, und dessen Seitenecken von den Bl. Br. nach R so abgestumpft werden, daß auf den Flächen von — $\frac{1}{2}R$ parallele Kanten entstehen (Fig. 455). Etwas

Fig. 454. Fig. 455. Fig. 456. Fig. 457.

Fig. 458. Fig. 459. Fig. 460. Fig. 461.

weniger häufig ist das nächste schärfere Rhomboeder: — $2R$ $(02\bar{2}1)$, dessen E. K. (= 78° 51′) von den Bl. Br. nach R gerade abgestumpft werden (Fig. 456). Nicht ganz selten ist das würfelähnliche Rhomboeder: — $\frac{3}{2}R$ $(03\bar{3}2)$, 88° 18′ (E. K.) (Fig. 457). Zuweilen kommen sehr spitze Rhomboeder vor: das zweite schärfere: $4R$ $(40\bar{4}1)$, E. K. 65° 50′ (Fig. 458, 468); das vierte schärfere: $16R$ $(16 . 0 . \overline{16} . 1)$ (Fig. 460), ebenso: — $14R$ $(0 . 14 . \overline{14} . 1)$. Die S. K. aller dieser spitzen Rhomboeder sind nahezu parallel, ihre Flächen schneiden sich in diesen Kanten unter Winkeln, welche von 120° wenig abweichen, z. B. bei $16R$ unter 119° 36′; dieselben stehen also der Grenzform aller Rhomboeder, dem ersten Prisma: ∞R $(10\bar{1}0)$ schon sehr nahe. Dieses selbst kommt sehr häufig vor (vergl. Fig. 152 u. 156; Fig. 182, 461, 466, 467, 469); selten ist dagegen das 2. Prisma: $\infty P2$ $(11\bar{2}0)$, ebenso di-

hexagonale Prismen. Zu den gewöhnlichen Erscheinungen gehört wieder die Basis, teils in Kombination mit ∞R (vergl. Fig, 153 und 156), lange Prismen oder dicke Nadeln (Kanonenspat) und niedere Tafeln oder dünne Plättchen (Papierspat) bildend, teils an Rhomboedern und Skalenoedern die Endecken abstumpfend (Fig. 177). Das verbreitetste Skalenoeder ist $r = R3$ $(21\bar{3}1)$ (Fig. 459) in der Stellung des Hauptrhomboeders R, eventuell die S. K. von R und die E. K. von $4R$ zuschärfend (Fig. 462, 465); seine Winkel sind: $r/r = 132^{\circ}\ 58'$, (S. K.) und $144^{\circ}\ 24'$ und $104^{\circ}\ 38'$ (E. K.); sodann: $\frac{1}{4}R3$ $(21\bar{3}4)$, meist die E. E. von r zuschärfend (Fig. 466); ferner $R5$ $(32\bar{5}1)$, ebenfalls die S. K. von R (oder die von $R3$) zuschärfend (Fig. 468); endlich $R2$ $(31\bar{4}2)$

Fig. 462. Fig. 463. Fig. 464. Fig. 465.

Fig. 466. Fig. 467. Fig. 468. Fig. 469.

und $\frac{2}{5}R2$ $(31\bar{4}5)$ (Fig. 464). Von negativen Skalenoedern findet sich hauptsächlich: — $2R2$ $(13\bar{4}1)$ in der Zone der S. K. von $-2R$, diese in Kombinationen zuschärfend (Fig. 463) und — $\frac{4}{5}R3$ $(4\,.\,8\,.\,\overline{12}\,.\,5)$ in der Zone der scharfen E. K. von $R3$, diese zuweilen zuschärfend (Fig. 467). Auch Dihexaeder 2. St., die Grenzformen zwischen den beiden Arten von Skalenoedern, fehlen nicht; z. B. $\frac{2}{3}P2$ $(11\bar{2}3)$. Weitaus die wichtigsten und verbreitetsten unter den sämtlichen genannten Formen sind: ∞R, — $\frac{1}{2}R$, — $2R$, $R3$, vielleicht auch $0R$.

Kombinationen sind sehr mannigfaltig und z. T. sehr kompliziert und flächenreich. Schon erwähnt ist die Kombination $\infty R\,.\,0R$, dabei ist ∞R häufig glatt und glänzend, $0R$ rauh und matt und eigentümlich milchweiß. Daß das Prisma das erste ist und nicht das zweite,

sieht man daran, daß die Bl. Br. R auf die abwechselnden Flächen aufgesetzt sind (nicht auf die Prismenkanten), die Kanten zwischen ∞R und $0R$ abstumpfend (vergl. Fig. 182—184). Sehr verbreitet ist: $\infty R . -\frac{1}{2}R$, die Prismenflächen stumpfen die Seitenecken des Rhomboeders ab; sie sind teils lang (Fig. 182), teils kurz (Fig. 461). Oben schon erwähnt oder doch angedeutet sind ferner die Kombinationen $R3 . R$ (Fig. 462); $R3 . 4R$ (Fig. 465); $R3 . \frac{1}{4}R3 . \infty R$ (Fig. 466); $-2R . -2R2$ (Fig. 463); $\infty R . R3 . -\frac{4}{5}R3$ (Fig. 467); erwähnt sei noch: $\infty R . -2R . R3$ (Fig. 469), sodann: $16R . -\frac{1}{2}R$ (Fig. 460), wo von $16R$ nur ein Teil der mittleren Partie zwischen den oberen und unteren Seitenecken vorhanden ist, diese selbst, sowie die Endecken sind durch das Rhomboeder — $\frac{1}{2}R$ abgeschnitten; endlich das sog. Pyramidenrhomboeder: $R . R2 . \frac{2}{5}R5$ (Fig. 464) und die flächenreiche Kombination $R . 4R . R3 . R5$ (Fig. 468). Kombinationen des Kalkspats sind auch die oben (127) beschriebenen und in Fig. 177—189 dargestellten rhomboedrischen Formen.

Zwillinge finden sich nach mehreren Gesetzen, von denen aber nur zwei verbreitet und wichtig sind: 1. Zw. E. die Basis $0R$ (0001); Ergänzungszwillinge mit parallelen Achsen. Meist Verwachsung nach der Basis, aber auch mehr oder weniger vollständige Penetration. Bei Skalenoedern stoßen in der Verwachsungsfläche gleichartige (beim einfachen Krystall ungleichartige) E. K. zusammen, auch können hier einspringende Winkel entstehen (Fig. 472). Bei Rhomboedern tritt

Fig. 470. Fig. 471. Fig. 472. Fig. 473.

dieser Zwilling in ganz ähnlicher Weise auf (Fig. 470); aus derben Massen, welche nach diesem Gesetz zuweilen gebildet sind (Auerbach a. d. Bergstrasse, Zuffenhausen bei Stuttgart, etc.), lassen sich trigonoederähnliche (Fig. 193) Stücke herausspalten; in Fig. 471 sind beide Rhomboeder durcheinander gewachsen, die Seitenecken des einen ragen aus den Flächen des andern heraus. 2. Zw. E. die Fläche des nächsten stumpferen Rhomboeders — $\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$; findet sich besonders an Spaltungsstücken nach R (Fig. 473). Häufig wiederholt sich die Zwillingsbildung, so daß der ganze Krystall aus lauter papierdünnen Zwillingslamellen aufgebaut erscheint (168), welche auf zwei gegen-

überliegenden Rhomboederspaltungsflächen eine geradlinige Streifung in der Richtung der langen Diagonale hervorbringen. Nicht selten sind solche Zwillingslamellen nach zwei oder allen drei Flächen von $-\frac{1}{2}R$ eingelagert, dann sind alle Spaltungsflächen gestreift. Diese Zwillinge können auch künstlich hergestellt werden, da die Flächen $-\frac{1}{2}R$ Gleitflächen sind (195). Auch in der Natur sind die Zwillinge nach diesem Gesetz häufig erst nachträglich nach der Bildung des Krystalls durch Pressung entstanden; namentlich sind die häufig wiederholten Zwillingslamellen erst nachträglich durch äußeren Druck in die Krystalle hineingekommen, wenigstens finden sie sich nur an Stücken, welche solchem Druck im Gebirge ausgesetzt gewesen sind. Wenn in ein Rhomboeder Zwillingslamellen nach mehreren Richtungen eingewachsen sind, so durchschneiden sich dieselben und lassen zwischen sich ihrer Dicke entsprechende hohle Kanäle (G. Rose, Abh. Berl. Ak. 1868). Seltener ist: 3. Zw. E. eine Fläche des Hauptrhomboeders R; zuweilen herzförmig gestaltet. Bei ihnen ist beiden Individuen eine Spaltungsrichtung gemein. Die Hauptachsen beider Individuen stehen nahezu aufeinander senkrecht (90° 46′). Am seltensten ist: 4. Zw. E. eine Fläche des nächsten schärferen Rhomboeders $-2R$.

Die Bl. Br. $\parallel R$ sind schon erwähnt, sie sind so ausgezeichnet, daß nur selten und nur durch Zufall der dann gleichfalls ausgezeichnete muschlige Bruch zum Vorschein kommt. Parallel mit den Flächen von $-\frac{1}{2}R$ gehen vollkommene Gleitflächen (vgl. 195)); ähnliche Trennungsflächen auch parallel $0R$ und $\infty P2$. Die Schlagfigur auf den Flächen R bildet ein gleichschenkliges Dreieck, dessen Seiten zarte Streifen parallel gehen (196). Spröd; H. = 3, aber an verschiedenen Stellen und in verschiedenen Richtungen verschieden (197). Ätzfiguren vergl. (200). Ausdehnung durch die Wärme und die damit verbundene Verkleinerung des Endkantenwinkels vergl. (268). Durch Druck stark elektrisch. G. = 2,716—2,728 (der reinste, z. B. isländischer Doppelspat); für unreine Var.: 2,6—2,8. Durchsichtig bis undurchsichtig, reine Krystalle, bes. der genannte Doppelspat, vollkommen farblos und wasserhell; durch färbende Beimischungen alle möglichen meist wenig intensive, trübe Farben. Glasglanz; auf Blätterbrüchen vielfach ins Perlmutterartige; irisierend. Sehr starke Doppelbrechung (daher Doppelspat); sie ist negativ (217). $\omega_B = 1{,}6531$, $\varepsilon_B = 1{,}4839$; $\omega_D = 1{,}6585$, $\varepsilon_D = 1{,}4863$; $\omega_H = 1{,}6833$, $\varepsilon_H = 1{,}4978$ (für die Linien B, D (*Na*-Licht), und H des Spektrums nach Rudberg). Die Lichtbrechung ist verhältnismäßig schwach.

V. d. L. unschmelzbar, aber trübe und kaustisch werdend, da CO_2 weggeht, und sehr stark leuchtend. In HCl unter Aufbrausen sehr leicht löslich, und zwar schon in der Kälte (Unterschied von Dolomit etc., der sich in HCl erst in der Wärme mit Brausen löst); auch in CO_2-

haltigem Wasser ist derselbe löslich. Aus einer solchen Lösung wird bei niederer Temperatur $CaCO_3$ als Kalkspat wieder ausgeschieden; bei höherer Temperatur bildet sich vorwiegend Aragonit, ebenso aus stark verdünnten Lösungen. Auch in der Flüssigkeit aufgelöste andere Substanzen (Lösungsgenossen) sind dabei von Einfluß.

Eine einfache chemische Reaktion zur Unterscheidung des Kalkspats von dem gleich zusammengesetzten Aragonit besteht darin, daß man die fein gepulverte Substanz mit einer verdünnten Lösung von eisenfreiem Kobaltnitrat kocht. Mit Aragonit erhält man dabei einen lilaroten Niederschlag von basischem Kobaltkarbonat; Kalkspat bleibt auch bei längerem Kochen farblos und wird höchstens gelblich.

Der Kalkspat ist nächst dem Quarz das verbreitetste und wichtigste Mineral; er findet sich an sehr vielen Orten und stellenweise in Masse, sogar gebirgsbildend. Die Varietäten sind sehr mannigfaltig.

Ausgezeichnete Krystalle, fast stets aufgewachsen und zu Drusen vereinigt, sind häufig, namentlich auf Klüften und Spalten von Kalkgebirgen, aber auch auf Erzgängen, in Mandelräumen vulkanischer Gesteine etc. Ausnahmslos durch Auskrystallieren aus $CaCO_3$-haltiger Lösung entstanden. Die Zahl der Fundorte guter Krystalle ist eine sehr große. Besonders berühmt ist das Vorkommen auf den Erzgängen von Andreasberg im Harz, auch an anderen Lokalitäten daselbst, z. B. bei Zorge, am Iberg bei Grund, bei Ilfeld. In Nassau finden sich gute Krystalle mit dem Roteisenstein von Oberscheld. In Sachsen sind es die Erzgänge des Erzgebirgs (Freiberg, Schneeberg, Annaberg, Marienberg); auch andere Orte, wie die Gegenden von Chemnitz, Oschatz, Maxen, Tharand etc. In Schlesien: Reichenstein, Striegau etc. In Böhmen die Erzgänge des Erzgebirges, dann Přibram, die Gegend von Prag. In den Alpen ist eine Anzahl von Fundorten guter Krystalle: Bleiberg und Lölling in Kärnten, das Ahrnthal in Tirol, Rauris, am St. Gotthard, das Maderaner Tal, ferner die Eisenerzlagerstätten von Traversella etc. In Süd-Deutschland findet man schöne Krystalle vorzugsweise auf den Klüften und Spalten der Kalkgebirge, im Muschelkalk z. B. bei Groß-Sachsenheim in Württemberg Skalenoeder $R3$, zuweilen von beträchtlicher Größe, auch an vielen Orten im fränkischen und schwäbischen Jura etc.; hier auch Gegenrhomboeder $-R$ $(01\bar{1}2)$ im Basaltuff des Bölle bei Owen an der Teck. Im Nahetal sitzen Kalkspatkrystalle in den Melaphyrmandeln. Aus Italien werden solche aus der Gegend von Poretta bei Bologna (mit $+R$) etc. erwähnt. Von französischem Vorkommen sei hauptsächlich der sog. krystallisierte Sandstein von Fontainebleau genannt, große zu Gruppen verwachsene Krystalle $-2R$ $(01\bar{1}2)$ in Tertiärsandstein eingelagert, welche bis über 60 % Sandkörner einschließen. Besonders ausgezeichnet sind einige Gegenden im Norden, vor allem Island mit seinem Doppelspat

in derben Massen und gut ausgebildeten Krystallen, der sich in einer großen Spalte im „Dolerit“ bei Helgastadr am Nordufer des Eskifjords an der Ostseite der Insel findet; sodann Kongsberg (auf den Silbererzgängen) und Arendal in Norwegen u. a. O. In England und Schottland findet man gute Krystalle auf den Bleiglanzlagerstätten in Cornwall, Derbyshire, Devonshire, Wales, bei Kingston cave in Irland etc. In Nordamerika sind die Kupfererzlagerstätten im Staate Michigan am Oberen See, ferner Joplin in Missouri und viele andere als Fundorte berühmt. Erwähnt wird ferner Agaete auf Gran Canaria etc. Die Zahl der Fundorte ist eine außerordentlich große und kann hier nicht annähernd erschöpft werden.

Neben den deutlichen Krystallen sind auch derbe Massen in den verschiedenartigsten Strukturformen vorhanden und zum Teil außerordentlich weit und massenhaft verbreitet, zuweilen als Grundlage der Krystalle, welche auf ihnen aufgewachsen sind, so daß die nach außen gekehrten Individuen eine regelmäßige Begrenzung besitzen. Großkörnige derbe Aggregate finden sich nicht selten als Ausfüllung von Spalten oft von erheblicher Mächtigkeit, aus einzelnen Individuen von sehr beträchtlicher Größe bestehend und sehr häufig die Zwillingsstreifung nach dem 2. Zwillingsgesetz ($-\frac{1}{2}R$, siehe oben) zeigend, z. B. in der schwäbischen Alb. An anderen Stellen sind diese Aggregate auch wohl weniger großkörnig. Grobkörnige bis feinkörnige Aggregate sind förmlich gebirgsbildend, also außerordentlich massenhaft vorhanden, namentlich den krystallinischen Schiefern eingelagert, aber auch in anderer Weise in der Natur vorkommend als sog. ***Marmor***, worunter man mineralogisch den gebirgsbildend auftretenden körnigen Kalk oder Kalkspat versteht (im Gegensatz zu dem Sinne, den die Künstler damit verbinden, welche unter Marmor alle durch irgend welche Eigenschaften zu künstlerischen Zwecken sich eignenden Kalksteine verstehen, siehe unten). Der Marmor im mineralogischen Sinne enthält übrigens neben den in überwiegender Masse vorhandenen Kalkspatkörnern auch einzelne mehr oder weniger zahlreiche Aragonitkörner. Er ist nicht immer rein weiß, zuweilen durch eingemengte Mineralien verunreinigt, z. B. durch Graphitblättchen grau gefärbt. Der Marmor bildet entweder Einlagerungen in den krystallinischen Schiefern, besonders im Gneiß, wie die berühmten griechischen Statuenmarmore vom Pentelikon sowie von Paros und anderen griechischen Inseln, ebenso auch vielfach in Schlesien, im Fichtelgebirge, im bayrischen Wald, in den Alpen, in Skandinavien und überhaupt an zahlreichen Orten. Oder er ist durch Kontaktmetamorphose in Berührung mit Granit, Syenit etc. aus dichtem Kalkstein entstanden, dann vielfach eigentümlich blau gefärbt und von zahlreichen Kontaktmineralien durchsetzt, so bei Auerbach a. d. Bergstraße, am Monzoni in

Tirol, bei Cziklowa im Banat, Arendal in Norwegen etc. Oder der dichte Kalk hat durch den Gebirgsdruck (durch Dynamometamorphose) krystallinische Struktur angenommen und ist in Marmor verwandelt worden, wie namentlich der berühmte karrarische Marmor, der aus einem dichten Kalk der Triasformation hervorgegangen ist (302).

Noch massenhafter ist aber der *dichte Kalk*, der *gemeine Kalkstein* verbreitet. Er setzt die meisten Kalkgebirge, namentlich diejenigen sedimentären Ursprungs, auf der ganzen Erde zusammen und ist meist ziemlich unrein, $MgCO_3$-, ton- etc. haltig. Der magnesiahaltige Kalk wird als dolomitischer Kalk bezeichnet. Ein Gemenge von Kalk und Ton wird *Mergel* genannt. Der *Stinkkalk* ist durch organische Substanzen verunreinigt und braun gefärbt und riecht beim zerschlagen brenzlich, etc. Der Bruch des dichten Kalkes ist muschlig und splittrig, auch glatt und eben. Einige dichte Kalke sind besonders wichtig, so der durch seine regelmäßige dünne Schichtung, die helle Farbe und die außerordentliche Feinheit und Gleichmäßigkeit des Korns ausgezeichnete lithographische Kalk (oder Schiefer) von Solenhofen in Bayern. Gewisse Varietäten zeigen hübsche Farben und Farbenzeichnungen, so daß sie als „Marmor" im Sinne der Künstler Verwendung finden, wie die bunten Kalke aus dem Devon des unteren Lahnthals, der sog. Ruinenmarmor aus der Gegend von Florenz, und viele andere, die in besonders reicher Auswahl in den Trümmern des alten Rom etc. gefunden werden. Die Farbe des gemeinen Kalks ist sehr mannigfaltig, weiß, grau, gelb, braun, schwarz etc. Meist ist er deutlich geschichtet, sogar schiefrig; z. B. der genannte lithographische Kalk von Solenhofen. Er enthält häufig Versteinerungen und ist in der Hauptsache wohl organischen Ursprungs, durch Zusammenhäufung von Kalkteilen verschiedener Tiere, Mollusken, Korallen, Echinodermen etc., auch von Kalkalgen entstanden, deren organische Struktur vielfach durch stets vor sich gehende Umwandlungsprozesse im Laufe der Zeiten verloren gegangen ist. Bekannt wegen des Farbenspiels der eingeschlossenen Petrefakten ist der Muschelmarmor (Lumachello) von Bleiberg in Kärnten. Eine besondere Abart des dichten Kalks ist der löcherige und poröse *Kalktuff* oder *Travertin*, ein Absatz von kalkhaltigen Quellen und Seen, in manchen Gegenden massenhaft vorkommend.

Der dichte Kalk in allen seinen Varietäten ist sehr wichtig als Baustein und als Material zur Bereitung des Mörtels und des Wassermörtels (der unreine tonhaltige, Cement).

Dem körnigen und dichten Kalk gegenüber treten die anderen Strukturvarietäten des Kalkspats sehr zurück, was Wichtigkeit und Verbreitung anbelangt. Ein gerade- oder krummschaliger Kalkspat (*Schieferspat*) aus einzelnen dünnen übereinanderliegenden Lamellen

zusammengesetzt findet sich zuweilen auf Erzgängen, so bei Kongsberg in Norwegen und bei Schwarzenberg in Sachsen. Stengliger Kalkspat, parallel oder verworren, ist nicht selten, besonders als Spaltenausfüllung in Kalkgebirgen; die Stengel sind in der Richtung der Hauptachse verlängert und haben oben und unten deutliche Blätterbrüche, wodurch sich der stenglige Kalkspat sofort von dem oft sehr ähnlichen stengligen Aragonit unterscheidet, dem die Blätterbrüche fehlen. Auch fasriger Kalkspat (*Faserkalk*) findet sich zuweilen, aber nicht häufig; die Fasern sind meist parallel und füllen Spalten aus, auf deren Wänden sie senkrecht stehen, so bei Reichenstein in Schlesien im Serpentin und bei Alston Moor in Cumberland. Der Faserkalk hat nicht selten einen schönen Seidenglanz (*Atlasspat*).

Manchmal haben die körnigen, stengligen und fasrigen Varietäten des Kalkspats eine runde, nierenförmige Oberfläche. Dies ist der Fall bei denjenigen Vorkommen, welche an der Oberfläche von Höhlungen und Spalten im Kalkgebirge sich durch Verdunsten von darüber hinfließendem $CaCO_3$-haltigen Wasser, als sog. *Kalksinter* gebildet haben. Dieser findet sich teilweise in Gestalt von mehr oder weniger dicken im Innern körnigen oder strahligen Krusten, welche weithin die Oberfläche der Kalksteine etc. überziehen; die Massen sind häufig im Innern parallel zu der nierigen Oberfläche schalig. Von den Decken der Hohlräume sieht man häufig in innigem Zusammenhang mit diesen rundlichen Krusten zapfenförmige Gebilde oft von sehr erheblicher Länge und Dicke herabhängen, und zwar an solchen Stellen, an welchen das den Kalk herbeiführende Wasser abtropfen mußte. Diese Zapfen sind teils vollkommen drehrund, kegelförmig, teils unregelmäßiger gestaltet, im Innern körnig oder von der zentralen Kegelachse aus strahlig oder fasrig und parallel mit der runden Oberfläche schalig. Dies sind die sog. *Tropfsteine* oder *Stalaktiten*, welche von der Decke der Hohlräume herab durch Vermittlung des tropfenden Wassers senkrecht nach unten wachsen. Jeder abfallende Wassertropfen führt aber auch etwas Kalk dem Boden zu, und so wird allmählich an der Stelle, an welcher das abtropfende Wasser den Boden trifft, ein in die Höhe wachsender Kalkkegel, gewissermaßen ein ungekehrter Stalaktit, aufgeführt. Dieser hat ebenfalls eine rundliche Oberfläche, die mit derjenigen der Stalaktiten in der Form im allgemeinen übereinstimmt, aber allerdings viel weniger regelmäßig ist; die Struktur im Innern ist dieselbe wie bei den Stalaktiten. Es sind dies die sog. *Stalagmiten*, welche im Laufe der Zeiten vielfach mit den Stalaktiten verwachsen, und dadurch die mannigfaltigen Formen hervorbringen, welche man in den Tropfsteinhöhlen (Adelsberger Grotte in Krain, Nebelhöhle in der schwäb. Alb, Muggendorfer Höhle im fränkischen Jura, Baumanns- und Bielshöhle im Harz, Dechenhöhle in Westphalen etc.) bewundert.

Von großer Wichtigkeit ist ferner der *oolithische* (pisolithische) Kalk (Kalkoolith, Kalkpisolith), einzelne konzentrisch-schalige und radialfasrige Kügelchen, zu großen gebirgsbildenden Massen zusammengehäuft. Hierher gehören die dem unteren Buntsandstein in Thüringen und am Harz in mächtigen Schichten eingelagerten Rogensteine, die Oolithe des schwäbischen Jura etc., ebenfalls massenhaft auftretend. Ferner sei erwähnt der *Dutenkalk* oder *Nagelkalk*, zapfenförmig ineinandergesteckte Kalkschichten, besonders in den Liasbildungen, u. a. m.

Endlich muß noch *der erdige Kalk* erwähnt werden. Hierher gehört die *Bergmilch* (Montmilch), ein weißer lockerer Staub, der Überzüge auf Kalkstein oder kleinere Nester in diesem bildet. *Osteokolla* nennt man zapfenförmige lockere Kalkgebilde, die im sandigen Boden die durch Verwesung von Baumwurzeln entstandenen Hohlräume erfüllen; z. B. an den Rehbergen bei Berlin und an vielen anderen Orten im norddeutschen Flachland und sonst. Am wichtigsten ist aber die *Kreide* (Schreibkreide), die in Massen an manchen Orten in der oberen Kreideformation vorkommt und dieser ihren Namen gegeben hat, so in Rügen, auf den dänischen Inseln, bei Dover in England etc.

Kalkspat ist häufig als Versteinerungsmittel von Petrefakten; ebenso findet er sich in Form von Pseudomorphosen nach manchen anderen Mineralien: Aragonit (besonders ausgezeichnet bei Klein-Sachsenheim in Württemberg etc.), Flußspat, Gips, Anhydrit, Gay-Lussit (sog. Gerstenkörner von Sangerhausen etc.). Auch findet man häufig Eisenoxyde, Manganhyperoxyd, Quarz etc. in der Form von Kalkspat. Außerordentlich häufig ist der Kalkspat ein Produkt der Verwitterung und findet sich als solches in sehr vielen ursprünglich kalkspatfreien Gesteinen verteilt oder auf Spalten und Klüften und anderen Hohlräumen z. B. den Mandelräumen der Mandelsteine (300) etc.

(Jrby, On the crystallography of calcite; Diss. Bonn 1878; Rogers, School of mines Quarterly, XXII, 1901, 429; Zippe, Denkschr. Wien. Ak. Bd. IV; Hochstetter, ibid. Bd. VI; Mügge, N. Jahrb. für Min. etc. 1883, I, 32; Rinne, ibid. 1903, I, 160; Inostranzeff, Tschermaks Min. Mitteilgn. II, 1872, pag. 45.)

Talkspat (Magnesitspat, Giobertit, Bitterspat z. T.).

$MgCO_3$ mit 47,62 MgO, daneben in isomorpher Beimischung geringe Mengen von CaO, MnO, FeO etc. Wird für rhomboedrisch-hemiedrisch gehalten. $a : c = 1 : 0{,}8095$, doch mit den Rhomboederwinkeln etwas veränderlich. Zwar sind die Ätzfiguren auf den Hauptrhomboederflächen z. T. asymmetrisch wie beim Dolomit, aber die Krystalle des Magnesits sind stets hemiedrisch, nicht tetartoedrisch ausgebildet. Ausgezeichnet blättrige Rhomboeder R $(10\bar{1}1)$ mit Winkeln (E. K.) von $107^0\ 10'$ bis $107^0\ 30'$, je nach der Reinheit, sind die gewöhnlichste Form; selten ist daneben ∞R $(10\bar{1}0)$; $\infty P2$ $(11\bar{2}0)$; $0R$ (0001) und andere; auch Zwillinge

nach $0R$. Bildet neben den niemals aufgewachsenen Krystallen auch derbe, körnige, stenglige und dichte Aggregate. Spröde; H. = 4—4½. G. = 2,9—3,1. Durchsichtig bis durchscheinend; glasglänzend; farblos, gelblich bis bräunlich. Von HCl nur in der Wärme gelöst, das Aufbrausen erfolgt also erst beim Erwärmen. Die Krystalle (auch derbe Körner) finden sich an wenigen Orten einzeln in gewissen Gesteinen eingewachsen, so z. B. in großer Zahl im Chlorit- und Talkschiefer des St. Gotthards, der Tiroler Alpen, im Zillertal, Pfitschtal etc., auch in Kärnten, Steiermark (Bruck), im Salzburgschen (Flachau) etc.; im Serpentin und Talkschiefer von Snarum in Norwegen etc.; kleine schwarze, derbe Partien im Gips von Hall in Tirol neben deutlichen kleinen schwarzen Krystallen von Dolomit (s. d., mit dem spitzen Rhomboeder: $4R$ $(40\bar{4}1)$ pag. 590). Große grobkörnige Massen linsenförmig im Tonschiefer der steirischen Alpen, bes. bei Trieben, weiß mit schwarzen Adern, werden als Werkstein gebraucht (*Pinolit*). Schneeweißer dichter $MgCO_3$ (sog. *Magnesit*), vielfach in Gestalt rundlicher Knollen mit geborstener Oberfläche und mattem muschligem Bruch, findet sich besonders im Gebiet des Serpentins als Verwitterungsprodukt desselben und des ursprünglichen Olivins (310). Zuweilen mit SiO_2 (Opal) imprägniert (Kieselmagnesit) und dann härter. Gegend von Frankenstein etc. in Schlesien, Hrubschütz in Mähren, Baldissero in Piemont (*Baudisserit*) etc.; auch im Gebiete basaltischer und doleritischer Gesteine, z. B. im Kaiserstuhl, aber seltener. Dient u. a. zur Herstellung von CO_2 für kohlensaures Wasser.

(Rumpf, Tschermaks Min. Mitt. III und IV, 1873, 1874; Becke, ibid. XI, 1890, 224.)

Dolomit (Bitterspat z. T.).

$(Ca, Mg)\ CO_3$; in Krystallen ist das Mischungsverhältnis fast stets $Ca : Mg = 1 : 1$, so daß man den Dolomit auch wohl für ein Doppelsalz hält und die Formel schreibt: $CaMgC_2O_6$ oder $CaCO_3 + MgCO_3$, entsprechend: 54,35 $CaCO_3$ und 45,65 $MgCO_3$ (*Normaldolomit*). Doch kommen auch andere Mischungsverhältnisse vor, so sind z. B. kleine Krystalle $4R$ $(40\bar{4}1)$ von Hall in Tirol: $2CaCO_3 + MgCO_3$ mit 70,4 $CaCO_3$; meist überwiegt $CaCO_3$. Hier hat man dann, unter der Voraussetzung, daß der Normaldolomit ein Doppelsalz ist, isomorphe Mischungen von diesem mit Kalkspat, und für letzteren die entsprechende Formel $CaCaC_2O_6 = Ca_2C_2O_6$ anzunehmen. Stets ist auch noch etwas $FeCO_3$ vorhanden.

Rhomboedrisch-tetartoedrisch; $a : c = 1 : 0{,}8322$. Die Krystalle zeigen meist nur das deutlich blättrige Rhomboeder R $(10\bar{1}1)$; $R/R = 106^0\ 15'—106^0\ 20'$ E. K. Auch $4R$ $(40\bar{4}1)$, mit $0R$ (0001) die kleinen Krystalle im Gips von Hall in Tirol begrenzend (s. o.), ferner

das zweite Prisma $\infty P2$ $(11\bar{2}0)$, das nächste stumpfere und das nächste spitzere Rhomboeder ($-\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$ und $-2R$ $(02\bar{2}1)$), das Skalenoeder $R3$ $(21\bar{3}1)$ und andere Formen. Zuweilen sind die Krystalle sehr flächenreich, z. B. die auf Drusen des körnigen Dolomits vom Binnental im Wallis, auf den Erzgängen von Kapnik in Siebenbürgen und von Leogang im Salzburgischen. An solchen flächenreicheren Krystallen kann man zuweilen beobachten, daß die vorkommenden Skalenoeder nur mit der Hälfte ihrer Flächen ausgebildet sind, und zwar ist die Gruppierung dieser Flächen die der rhomboedrischen Tetartoedrie. Damit stimmen auch die Ätzfiguren überein, die auf den Flächen des Hauptrhomboeders nicht symmetrisch gestaltet sind, wie sie bei rhomboedrischer Hemiedrie (Kalkspat) sein müßten (200). Nicht selten in Ergänzungszwillingen nach der Basis z. B. bei Traversella in Piemont, mit Bergkrystall (Fig. 471). Zuweilen Zwillingslamellen nach den Flächen von $-2R$ $(02\bar{2}1)$, jedoch nicht nach $-\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$ wie beim Kalkspat; diese Lamellen lassen sich aber nicht künstlich herstellen. Größere Krystalle sind häufig aus kleinen, unvollkommen parallelen Rhomboederchen aufgebaut, die Flächen sind dann sattelförmig gekrümmt (154). Spröde; H. = $3\frac{1}{2}$—4. G. = 2,85—2,95. Manchmal wasserhell und durchsichtig, häufiger aber blos durchscheinend und meist matte, trübe Farben: gelb, braun etc., auch wohl schwarz. Licht- und —Doppelbrechung ähnlich wie beim Kalkspat (ω_{Na} = 1,6817, ε_{Na} = 1,5026). Im Gegensatz zu Kalkspat nur in heißer *HCl* unter Aufbrausen löslich.

Die Krystalle sind vielfach eingewachsen (im Gips von Hall in Tirol, durch kohlige Teilchen schwarz, neben derben schwarzen Partien von Talkspat); schwarze Krystalle im Gips auch bei Teruel und a. a. O. in Spanien; ferner mit Talkspat zusammen im Talkschiefer und Chloritschiefer der Tiroler Alpen und des St. Gotthard in, den Talkspatkrystallen ganz ähnlichen Rhomboedern R $(10\bar{1}1)$. Häufig auch aufgewachsen, und zwar meist auf körnigem Dolomit, sowie auf Gängen. Fundorte guter aufgewachsener Krystalle sind: Traversella im Magneteisenlager, Leogang im Salzburgischen, im körnigen Dolomit des Binnentals und des Baltschiedertals im Wallis, sowie bei Campolongo am St. Gotthard; auch bei Tharand in Sachsen (*Tharandit*) und auf den Freiberger Erzgängen (*Perlspat* z. T.); Diez in Nassau, Lugano, im Fassatal in Tirol und an manchen anderen Orten. Körniger, marmorähnlicher Dolomit, schneeweiß, mit vielen eingewachsenen fremden Mineralien (bes. Silikaten und Schwefelverbindungen) im Binnental im Wallis und ähnlich bei Campolongo am St. Gotthard. Feinkörniger bis dichter Dolomit in großen Massen, gebirgsbildend, meist porös, die Wände der Hohlräume mit kleinen Dolomitkryställchen besetzt, vorzugsweise steile und schroffe Felswände bildend: im Devon der Eifel, im schwäbischen und fränkischen Jura; im Zechstein Thüringens; vor allem aber in

der Trias der Dolomitenregion der Tiroler Alpen (Schlern, Seißeralpe etc.). Der gesteinsbildende Dolomit ist wohl meist ein Auslaugungsprodukt von dolomitischem Kalk (310), aus welchem CO_2-haltige Gewässer mehr *Ca* als *Mg* auflösen. Vollkommen dichte D. sind der ***Gurhofian*** im Serpentin von Gurhof in Österreich, der ***Konit*** von Freiberg und vom Meißner mit überwiegendem $MgCO_3$-gehalt etc. Oolithisch als Dolomit-Pisolith findet er sich bei Zepce in Bosnien, erdig bei Dächingen unweit Ulm; manchmal auch stenglich und grobkörnig. Bildet zuweilen Pseudomorphosen nach Kalkspat.

(Hessenberg, Min. Notizen; Rumpf, Tschermaks Min. Mittlgn. Bd. III, pag. 263 und IV, pag. 281 (1873 und 1874); Hintze, Zeitschr. f. Kryst. Bd. VII, 1883, pag. 438; Becke, Min. u. petr. Mittlgn. X, 1888, 93 und XI, 1890, 224; Vesterberg, Bull. of the geol. instit. Upsala V, 1900, pag. 97; Johnsen, N. Jahrb. Beil.-Bd. XV, 1902, pag. 139; Klement, Bull. soc. Belge de Geol. etc. IX, 1895, pag. 3.)

Eisenspat (Spateisenstein, Siderit).

$FeCO_3$; 62,07 *FeO*, fast stets einige % *Mn*-, *Mg*- und *Ca*- Karbonat. Rhomboedrisch-hemiedrisch; $a : c = 1 : 0{,}8171$. Rhomboeder R $(10\bar{1}1)$, $R/R = 107^0\ 0'$, vollkommen blättrig, ist die häufigste, meist selbständig auftretende Form; seltener $-\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$; $-2R$ $(02\bar{2}1)$; $-4R$ $(40\bar{4}1)$; $R3$ $(21\bar{3}1)$; $-2R3$ $(24\bar{6}1)$; $\infty P2$ $(11\bar{2}0)$; ∞R $(10\bar{1}0)$; $0R$ (0001); letztere beide Formen die Krystalle zuweilen allein begrenzend. Die Skalenoeder sind stets mit ihrer vollen Flächenzahl ausgebildet. Größere Krystalle häufig durch hypoparalleles Aneinanderwachsen kleiner Rhomboederchen krummflächig. (Klein, N. Jahrb. Min. 1884. I. pag. 256.) H. = 4. G. = 3,7—3,9. Durchscheinend bis undurchsichtig, glas- bis perlmutterglänzend. Farblos oder hellgelblich im frischen Zustand; verwittert aber sehr leicht zu Brauneisenstein (reifer Spateisenstein), der sich vielfach in der Form des Eisenspats findet; dadurch geht die weiße oder gelbliche Färbung allmählich in hellbraun und schwarzbraun über (Braunerz). Unschmelzbar, aber v. d. L. schwarz und magnetisch werdend. Nur in heißer *HCl* unter Brausen löslich. Ätzfiguren wie beim Magnesit z. T. asymmetrisch.

Häufig in Krystallen auf Erzgängen und besonders auf derbem E.: Neudorf a. Harz, im Siegenschen, Lintorf bei Preuß. Oldendorf große Rhomboeder R mit kleinen Skalenoederflächen $-2R3$ an den Seitenecken; Lobenstein im Voigtlande, Freiberg in Sachsen, Přibram, Hüttenberg und Eisenerz, bei Traversella, in Cornwall und Devonshire etc. Derbe Aggregate sind zuweilen fasrig, z. B. der exzentrischfasrige braune kugelförmige oder kleintraubige sog. ***Sphärosiderit*** im Basalt von Steinheim bei Hanau etc. Besonders wichtig sind aber die körnigen Aggregate, welche an einzelnen Stellen in ungeheuren Massen, in Flötzen und Stöcken, in krystallinischen Schiefern und im alten Flötzgebirge sich finden. Der Spateisenstein ist eingelagert im Kalk, durch

dessen Umwandlung er entstanden ist und bildet hier eines der wichtigsten Eisenerze, so am Stahlberg bei Müsen und vor allem in den Alpen (Hüttenberg in Kärnten, Eisenerz in Steiermark), bei Irun und a. a. O. in Spanien etc. Auf Gängen, vielfach mit schwefelhaltigen Erzen, im Siegenschen, bei Lobenstein im Reußschen Voigtlande, bei Neudorf und Stolberg im Harz, bei Přibram in Böhmen, in Cornwall etc. Bemerkenswert ist das Vorkommen des Spateisensteins bei Eiserfeld im Siegenschen und Horhausen im Westerwald, wo Basaltgänge die Masse durchbrochen und das Mineral in schwarzes, mulmiges Magneteisen verwandelt haben.

Spateisenstein ist vielfach mit Ton gemengt und bildet einen Teil des *Toneisensteins.* Findet sich nicht selten in runden, im Innern dichten, kugel- oder nierenförmigen Konkretionen von z. T. erheblicher Größe in beträchtlicher Zahl im Ton eingeschlossen; vielfach ist das $FeCO_3$ durch Verwitterung ganz oder z. T. in Oxydhydrat übergegangen (*toniger Sphärosiderit*). Solche Toneisensteine sind besonders in der Steinkohlenformation wichtig: in Westphalen, wo sie in zusammenhängenden Flötzen auftreten, bei Saarbrücken, bei Zwickau in Sachsen, in Oberschlesien, bei St. Etienne in Frankreich, in Wales etc., aber auch in anderen Formationen: in Böhmen im Silur, in Oberschlesien im Keuper und braunen Jura, im nordwestlichen Deutschland im Lias, am Nordabhang der Karpathen in der unteren Kreide etc. Auch diese tonigen Spateisensteine sind wichtige Erze. Dasselbe gilt für den *Kohleneisenstein* (Blackband) in der Kohlenformation in Westphalen, England, Nordamerika etc. Er enthält bis über 30 % Kohle.

Oligonspat von Ehrenfriedersdorf in Sachsen ist $3FeCO_3 + 2MnCO_3$. Ebenso zusammengesetzt ist der *Manganosphärit*, rotbraune, radialstrahlige und konzentrisch schalige Kugeln ähnlich denen des Sphärosiderits, wie dieser auf Mandelräumen im Basalt der Grube Luise bei Horhausen im Westerwald.

Ankerit.

$CaCO_3 + FeCO_3 = CaFeC_2O_6$, aber stets mit etwas $MgCO_3$, $MnCO_3$ etc. Enthält ca. 50 % $CaCO_3$ und 34 % $FeCO_3$ nebst ca. 4 % $MnCO_3$ und 12 % $MgCO_3$, ist also: $mCaFeC_2O_6 + nCaMgC_2O_6$; Fe überwiegt über Mg (normaler Ankerit), zuweilen ist aber auch MgO in etwas größerer Menge vorhanden als FeO (*Parankerit*); stets ist aber: $Ca : Fe + Mg = 1:1$. Meist derbe, großkörnige Aggregate, deutlich spaltbar nach einem Rhomboeder von 106° 12′ in der E. K.; doch sind auch rhomboedrische Krystalle bekannt, die aber nach den Ätzfiguren tetartoedrisch sind, wie beim Dolomit. Zwillinge nach der Basis; auch nach $-\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$ in Form von Zwillings-Lamellen, welche in die Individuen der derben Massen eingelagert sind. G. = 2,9—3,1. H. = 4; spröde. V. d. L. sehr stark dekrepitierend und zu feinem Pulver zerfallend; wird durch Glühen schwarz und magnetisch. Schon in kalter HCl ziemlich leicht

unter Aufbrausen löslich. Ursprünglich ist er weiß oder gelb, wird durch Verwitterung braun. Findet sich auf den Spateisenlagerstätten, bei Eisenerz in Steiermark und bei Hüttenberg in Kärnten (Rohwand oder Wandstein der Bergleute); bei Lobenstein im Voigtlande, bei Ems, Dobschau in Ungarn etc.; auch vielfach sonst in Erzgängen z. B. in Böhmen.

(Boricky, Tschermaks Mineralog. Mitteilgn. Bd. VI, pag. 47, 1876.)

Braunspat (Bitterspat z. T.).

Isomorphe Mischungen von $CaCO_3$ (ca. 50 %), viel $MgCO_3$ (25—30 %) und von $FeCO_3$ (5—20 %): $FeCO_3$ tritt gegen $MgCO_3$ zurück (Unterschied von Ankerit, aber wie bei allen diesen gemischten Karbonaten keine scharfe Grenze); daneben wenig (2—3 %) $MnCO_3$. Es besteht die Formel: $mCaMgC_2O_6 + nCa(Fe, Mn)C_2O_6$ wo sich, wie beim Ankerit, $Ca : Mg + Fe + Mn = 1 : 1$ verhält. Kleine, blättrige Rhomboederchen. $RR = 106° 30'$ (schwankend), durch Aneinanderwachsen größere Krystalle mit krummen, oft sattelförmig gekrümmten Flächen und Kanten bildend. Zuweilen bilden langspießige Krystalle in der Mitte eingeschnürte, garbenförmige Büschel. H. $= 3\frac{1}{2}—4\frac{1}{2}$. Spröde. G. $= 2{,}85—2{,}95$. Hellgelb, braun oder grau bis farblos, durchscheinend, durch Verwitterung dunkelbraun und undurchsichtig. Glasglanz zuweilen perlmutterartig (*Perlspat* z. T.). Aufgewachsene Krystalle meist klein, auch derb. Vorzugsweise auf Erzgängen sehr verbreitet, so z. B. im Erzgebirge (Freiberg, Schneeberg), Siegen, Schwarzwald, Schemnitz in Ungarn etc.: auch auf Klüften und Hohlräumen von Kalk und Dolomit; sowie in Hohlräumen von Petrefakten im schwäbischen Jura. Nur in heißer HCl löslich; v. d. L. schwarz und magnetisch werdend. Ist ein außerordentlich verbreitetes Mineral, aber nirgends in so großen Massen vorhanden, wie die vorhergehenden.

Breunnerit. Isomorphe Mischungen von $MgCO_3$ und $FeCO_3$: $CaCO_3$ fehlt. Hierher gehört u. a. der *Mesitinspat* von Traversella, mit Dolomitkrystallen zusammen. $2MgCO_3 + FeCO_3$: große gelbliche Rhomboeder R. $RR = 107° 14'$, aber wegen Flächenkrümmung flache Linsen, welche scheinbar einem stumpferen Rhomboeder angehören. Der großkörnige derbe *Pistomesit* von Flachau bei Radstadt in den Salzburger Alpen ist $MgCO_3 + FeCO_3$. Durch den *Sideroplesit*, $FeCO_3$ mit nur 11—12 % $MgCO_3$, von Böhmsdorf bei Schleiz wird der Übergang zum Eisenspat hergestellt.

Manganspat (Dialogit, Rhodochrosit).

$MnCO_3$, aber daneben meist $MgCO_3$ (bis 4 %) und namentlich $FeCO_3$ (bis 15 %), sowie $CaCO_3$ (bis 20 %). *Manganocalcit* von Schemnitz in Ungarn; der sog. *Mangandolomit* von Franklin Furnace in New-Jersey enthält sogar 56 $CaCO_3$ neben 44 $MnCO_3$. Rhomboedrisch-hemiedrisch: $a : c = 1 : 0{,}8183$. Krystalle meist klein und schlecht ausgebildet. Sehr oft

das vollkommen spaltbare Hauptrhomboeder: R (10$\bar{1}$1); $R/R = 107^{\circ}$ (E. K.). Doch finden sich auch spitze Rhomboeder $4R$ (40$\bar{4}$1) (Oberneisen in Nassau, mit der Basis) und selbständige Skalenoeder $R3$ (21$\bar{3}$1) (Horhausen im Kr. Altenkirchen). Häufiger ist noch $-\frac{1}{2}R$ (01$\bar{1}$2) und seltener das 2. Prisma: $\infty P2$ (11$\bar{2}$1). Sehr gewöhnlich sind radialfasrige, körnige bis dichte Aggregate, vielfach mehr oder weniger dicke Krusten mit rundlicher Oberfläche oder auch stalaktitische Zapfen, sowie kuglige Formen bildend. H. = $3\frac{1}{2}$—$4\frac{1}{2}$. Spröde. G. = 3,3—3,6. Hellrosa (*Himbeerspat*) bis dunkel bräunlichrot, je mehr Ca, desto heller; auch grau, gelb, braun und zuweilen grün; selten farblos. Wird durch Verwitterung unter Bildung von Pyrolusit (MnO_2) schwarz. In der Kälte schwierig, in der Wärme leicht in HCl löslich; v. d. L. zerknisternd und schwarz werdend. In geringer Menge auf Eisen- und anderen Erzlagerstätten, in aufgewachsenen Krystallen oder derben, traubigen Massen. Horhausen und Grube Ohliger Zug bei Daaden, Kr. Altenkirchen; Oberneisen bei Diez in Nassau mit Eisenerzen; Freiberg in Sachsen; auf den Goldlagerstätten von Nagyag und Kapnik in Siebenbürgen, findet sich aber auch in größeren Massen, so lagerförmig im Kalkstein in den nördl. Pyrenäen z. B. bei Vielle und bei Las Cabesses im Dep. de l'Ariège, Frankreich und im Tonschiefer der Provinz Huelva in Spanien, wo er oberflächlich zu Pyrolusit verwittert ist; auch bei Elbingerode am Harz. Er ist hier meist mit Quarz und Rhodonit (Kieselmangan) verknüpft und wird mit zur Herstellung manganhaltigen Eisens benützt. Mit Braunstein etc. bei Bockenrod im Odenwald im Zechstein in ziemlicher Menge.

Zinkspat (Galmei, Kohlengalmei, Smithsonit).

$ZnCO_3$ mit 64,8 ZnO; stets etwas $CaCO_3$ (bis 5 %), $MgCO_3$ (bis 4 %), $MnCO_3$ (bis 15 %) und besonders $FeCO_3$ (bis gegen 50 %); die stark eisenhaltigen *Z.* hat man *Eisenzinkspat, Zinkeisenspat, Kapnit* oder *Monheimit* genannt. Zuweilen findet sich auch $CdCO_3$ (bis 3 %, Wiesloch in Baden), $PbCO_3$ und $CuCO_3$ ($3\frac{1}{2}$ %, als Malachit in dem grünen *Herrerit* von Mexiko). Rhomboedrisch-hemiedrisch; $a : c = 1 : 0{,}8062$. Die nach einem Rhomboeder von $107^{\circ}\ 40'$ leicht spaltbaren Krystalle sind meist klein und schlecht ausgebildet; sie sind stets auf dichtem Galmei aufgewachsen, entweder rhomboedrisch, oder durch Vorherrschen undeutlicher steiler Rhomboeder und Skalenoeder spießig. Neben R (10$\bar{1}$1) werden als Krystallformen: $\infty P2$ (11$\bar{2}$0); $-\frac{1}{2}R$ (01$\bar{1}$2); $-2R$ (02$\bar{2}$1); $0R$ (0001); besonders aber $4R$ (40$\bar{4}$1) und $R3$ (21$\bar{3}$1) angeführt. Meist derbe Aggregate, häufig mit nierenförmiger und traubiger Oberfläche, krustenförmige Überzüge bildend, und mit diesen im Zusammenhang tropfsteinförmige Zapfen, im Innern fasrig bis dicht. Am

verbreitetsten und massenhaftesten sind aber derbe bis dichte, vielfach poröse, auch erdige und dann ziemlich unreine Massen. Starker etwas ins Fette gehender Glasglanz, durchscheinend bis durchsichtig, farblos, wenn rein; aber auch nicht selten intensiv gelb, grau, auch grün und blau gefärbt: die unreinen, derben Massen sind rot und braun durch beigemengtes Eisenoxydhydrat (roter und gelber Galmei). H. = 5; G. = 4,1—4,5. Spröde. V. d. L. unschmelzbar, auf Kohle *Zn*- (und *Cd*-) Beschlag. In HCl unter Aufbrausen in der Wärme, auch in Kalilauge löslich. Der unreine Galmei findet sich massenhaft im Kalk und Dolomit, durch deren Umwandlung er vielfach entstanden ist; auf Hohlräumen die Krystalle und die nierenförmigen Krusten, sowie die Stalaktiten. Gewöhnlicher Begleiter ist das Kieselzinkerz (Kieselgalmei), auch Blende, Bleiglanz und Brauneisenstein. Es ist eines der wichtigsten, bis vor kurzem das einzige *Zn*-Erz. Wichtige Fundorte sind die Gegend von Aachen auf preußischem und belgischem Gebiet (Altenberg); Brilon und Iserlohn in Westphalen, Wiesloch in Baden; Tarnowitz in Oberschlesien; Bleiberg und Raibl in Kärnten; Rezbanya und Dognaczka im Banat; Chessy bei Lyon; Matlock und Mendip bei Bristol in England; Sardinien; Spanien; Laurion in Griechenland; Nertschinsk in Transbaikalien: am oberen Mississippi, in Missouri, Arkansas, Virginien und Pennsylvanien. Bildet Pseudomorphosen nach Kalkspat, Dolomit etc. Zuweilen als Versteinerungsmittel von Petrefakten.

Kobaltspat (Sphärokobaltit). $CoCO_3$, grobstrahlige Kugeln, an der Oberfläche als Endigung der Strahlen kleine Rhomboederchen, außen schwarz, innen rosenrot, Schneeberg. Auch manche andere Karbonate enthalten geringe Mengen $CoCO_3$, z. B. ein roter Bitterspat von Přibram $7\frac{1}{2}$ %, und ein wesentlich aus $MgCO_3$ und aus $FeCO_3$ bestehendes aus dem Siegenschen.

Natronsalpeter (Chilesalpeter, Nitratin).

$NaNO_3$ mit 63,53 Salpetersäure. Rhomboedrisch-hemiedrisch: $a : c = 1 : 0{,}8276$. Deutliche Krystalle nur künstlich. Nach dem Rhomboeder R vollkommen spaltbar; R/R 106° 30′ E. K. Hierin und in anderen Eigenschaften sehr ähnlich dem Kalkspat, mit dem er auch die Gleitflächen nach $-\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$ gemein hat, so daß man auch aus ihm künstliche Zwillinge nach $-\frac{1}{2}R$ durch Druck darstellen kann (195). Mit ihm stimmt er namentlich auch bezüglich der sehr starken negativen Doppelbrechung überein; $\omega_B = 1{,}579$, $\varepsilon_B = 1{,}335$; $\omega_D = 1{,}587$, $\varepsilon_D = 1{,}336$; $\omega_H = 1{,}626$, $\varepsilon_H = 1{,}344$ sind die Brechungskoeffizienten für die Linie B, D (*Na*-Licht) und H. H. = $1\frac{1}{2}$—2. G. = 2,1—2,2. Durchsichtig bis durchscheinend, farblos oder hell gefärbt. In H_2O leicht löslich, hygroskopisch; schmilzt sehr leicht und verpufft mit Kohle.

Findet sich in unreinen körnigen, sandigen Massen (sog. Caliche) im Ton und Gips auf ca. 40 Quadratkilometer im Distrikt von Iquique etc. in der regenlosen Zone des nördlichen Chile, ca. 1000 Meter über dem Meere. Er bildet gemengt mit Chloriden und Sulfaten (Steinsalz, Blödit, Gips, Anhydrit, Thenardit, Bittersalz etc.) unter einer dünnen erdigen Decke unregelmäßige Bänke von geringer Dicke und gewaltiger Ausdehnung. Auch organische Substanzen (Guano) und borhaltige Mineralien (Boronatrocalcit), sowie jodhaltige (Lautarit, CaJ_2O_6) begleiten ihn. Wird dort gesammelt als Hauptquelle der technisch verwendeten Salpetersäure. Auch die Borsäure und das Jod ist technisch wichtig. 1900 wurden in jenen Gegenden etwa 90 Mill. Kilogramm Salpeter gewonnen.

(Ochsenius, Die Bildung des Natronsalpeters aus Mutterlaugensalzen, Stuttgart 1887; Darapsky, Die nutzbaren Lagerstätten Taltals, Berlin 1900.)

Anhangsweise sei hier noch eine Reihe von salpetersäurehaltigen Mineralien angeschlossen:

Barytsalpeter (Baryumnitrat). BaN_2O_6. Kleine farblose oktaedrische Kryställchen in Chile. Künstliche Krystalle sind ausgezeichnete Beispiele für die Tetartoedrie des regulären Systems.

Ferner die wasserhaltigen:

Kalksalpeter (Nitrocalcit), $CaN_2O_6 . H_2O$ und *Magnesiasalpeter* (Nitromagnesit), $MgN_2O_6 . H_2O$, weiße erdige Ausblühungen auf den Wänden von Höhlen im Kalkstein in Kentucky.

Gerhardtit. $Cu_4N_2O_9 . 3H_2O$. Dunkelgrüne rhombische Krystalle, mit anderen Kupfererzen in Arizona.

Auch Schwefelsäure enthalten neben der Salpetersäure:

Darapskit. $NaNO_3 . Na_2SO_4 . H_2O$. Monokline taflige, nach der Querfläche leicht spaltbare farblose Krystalle im Salpeter von Atacama in Chile.

Nitroglauberit. $6NaNO_3 . 2Na_2SO_4 . 3H_2O$. Weiße krystallinisch-fasrige Aggregate aus den Salpeterlagern von Atacama. Wie Darapskit in Wasser löslich.

Aragonitreihe.

Kalisalpeter.

KNO_3, 53,47 Salpetersäure, aber stets mehr oder weniger stark verunreinigt. Rhombisch; sehr ähnlich dem isomorphen Aragonit (Fig. 474), auch in den optischen Eigenschaften. In der Natur nie in Form von deutlichen Krystallen, sondern als feine Haare oder Nadeln oder meist als feine erdige oder krystallinisch-mehlige Ausblühung auf den Kalkwänden gewisser Höhlen (Salpeterhöhlen), z. B. Burkhardshöhle bei Homburg unweit Würzburg, bei Molfetta in Apulien, in Ceylon etc.; oder als Ausblühung des Bodens, der mit organischen Substanzen (Exkrementen) getränkt ist, aus welchen sich Salpetersäure bildet, so z. B. in Ungarn in der Nähe vieler Dörfer, in Ostindien, Algier, Quito etc.

Er findet sich stellenweise in solchen Mengen, daß die technische Gewinnung lohnend ist, sog. Kehrsalpeter, da man ihn durch Zusamenkehren der ausgeblühten Massen sammelt. Ausgedehntere Lager von Kalisalpeter finden sich in der Natronsalpeterregion von Chile in dem Distrikt Tarapaca. Der Rohsalpeter wird durch Umkrystallisieren gereinigt, wobei die Krystalle von der Form des Aragonits erhalten werden. Heutzutage wird jedoch der meiste Kalisalpeter aus Natronsalpeter und Chlorkalium (Sylvin etc.) hergestellt.

Aragonit.

$CaCO_3$, 56.0 CaO; kleine Beimischungen von *Mg-*, *Fe-* und bes. von *Sr*-Karbonat (zuweilen bis 4 % *SrO*, worin man früher den Grund der rhombischen Krystallform erkannt zu haben glaubte); auch bis 9 % $PbCO_3$ (*Tarnowitzit* von Tarnowitz in Oberschlesien); hier auch etwas $ZnCO_3$.

Rhombisch; $a : b : c = 0{,}6224 : 1 : 0.7205$. Die Krystalle bilden Prismen, die den hexagonalen in den Winkeln (120°) nahe stehen: $m = \infty P$ (110); $m/m = 116^\circ\ 10'$; die seitl. Kante m/m ist durch die Längsfläche $b = \infty P\breve{\infty}$ (010) abgestumpft; dazu tritt nicht selten als einzige Endbegrenzung die zuweilen in der Richtung der Achse *a* deutlich gestreifte Basis $c = 0P$ (001), besonders bei den Zwillingen von Molina in Spanien und a. a. O. (Fig. 482). Das Oktaeder $o = P$ (111) ist nicht selten auf die Prismenflächen gerade aufgesetzt und dazu das Brachydoma $p = P\breve{\infty}$ (011) (Fig. 474), das die seitliche E. K. von *o* abstumpft (Fig. 475); $p/p = 108^\circ\ 26'$ (oben); in Fig. 475 sind auch die Kanten p/o durch die Flächen des Oktaeders $n = P\breve{2}$ (122)

Fig. 474. Fig. 475. Fig. 476. Fig. 477.

abgestumpft, unter welchem noch die kleinen Flächen des Oktaeders $s = 2P\breve{2}$ (121) liegen. Die häufige einfache Kombination *m*, *b*, *p* ist Fig. 474 abgebildet. In Fig. 478 tritt dazu noch das stumpfere Brachydoma $x = \frac{1}{2}P\breve{\infty}$ (012), die obere Kante von *p* zuschärfend. Aber auch steile Brachydomen kommen vor: $i = 4P\breve{\infty}$ (041) (Fig. 481). Zuweilen sind die Krystalle langspießig durch das Auftreten sehr spitzer Oktaeder $6P$, $6P\breve{\frac{4}{3}}$, $9P$ etc., und von Domen mit ähnlich steiler Lage der Flächen, die aber meist nicht genauer bestimmbar sind (*Nadelspat*)

(Fig. 476). Die Krystallwinkel ändern sich beim Erhitzen auf 100° um mehrere Minuten.

Zwillinge nach *m* sind sehr häufig; dieselben sind in sehr verschiedenartiger Weise ausgebildet. Juxtapositionszwillinge der Kombination *mbp* (Fig. 477) sind nicht selten; die Längsflächen *b* und die Domenflächen *p* machen entweder einspringende Winkel (Fig. 477), oder beide Individuen sind so ausgedehnt, daß die Flächen *m* und $\underline{m}$ in der Zwillingsgrenze zusammenstoßen, so daß dann nur noch die Domenflächen *p* (und *x*) einspringende Winkel bilden (Fig. 478). Die Zwillingsbildung setzt sich häufig fort. Dies geschieht entweder reihenförmig, wie in Fig. 479, wo die Zwillingsflächen alle parallel sind;

Fig. 478. Fig. 479. Fig. 480. Fig. 481. Fig. 482.

ein Spezialfall ist der, daß in einem größeren Individuum eine oder mehrere dünne Lamellen parallel mit einer Fläche *m* eingewachsen sind (Fig. 281). Oder es geschieht kreisförmig, das dritte Individuum legt sich an die Prismenfläche m_2, wenn das zweite sich an die andere m_1 des mittleren Individuums gelegt hat ((167) bis (169)). Dabei berühren sich die Einzelkrystalle im Centrum nicht, Fig. 480, wo drei Individuen *mbp* gewissermaßen einen Halbkreis bilden. Dieser Fall kann sich dadurch komplizieren, daß jedem der drei Individuen mehr oder weniger zahlreiche und dicke Zwillingslamellen nach demselben Gesetz in der vorher beschriebenen Weise eingelagert sind, wodurch eine Verbindung der reihen- und kreisförmig vermehrten Zwillingsbildung hervorgebracht wird. Auch ist ein solcher Drilling oft ein scheinbar einfacher Krystall wie in Fig. 474 mit dünnen Zwillingslamellen parallel den beiden Prismenflächen *m* (Fig. 288). Meist stoßen die Individuen aber im Mittelpunkt zusammen, wie dies schematisch in Fig. 285 und 287 dargestellt ist. Entweder sind es Vierlinge, ähnlich wie z. B. in Fig. 285, oder es sind Penetrations-Zwillinge, resp. -Drillinge, wie sie in Fig. 287 angedeutet sind; aber auch in solchen Penetrationsviellingen sind häufig mehr als drei Individuen meist sehr kompliziert miteinander verwachsen. Derartige verwickelte Bildungen finden sich z. B. bei Krystallen, welche nur die Flächen *m* und *c* (Fig. 482), manchmal aber auch das Brachydoma *i* zeigen (Fig. 481) und die sich zuweilen einem hexagonalen Prisma mit Basis nähern, an dem aber die Winkel etwas von 120° abweichen (vergl. Fig. 285) und auch

oft stumpfe einspringende Winkel in der Richtung der Prismenkanten über die Flächen hinweggehen. Die Zwillingsgrenze läßt sich bei diesen Krystallen oft sehr schwer erkennen; zuweilen an einer mehrfachen Streifung auf c in der Richtung der Achse a; häufig sogar nur durch Beobachtung dünner senkrecht zur Prismenkante geschliffener Platten im polarisierten Licht (256), oder durch Anätzen. Einen ebensolchen cyklischen Vielling (Vierling) von Individuen, an denen das steile Doma i ausgebildet ist, siehe Fig. 481. Auch die spießigen Krystalle Fig. 476 sind meist komplizierte Viellinge dieser Art.

Die Spaltbarkeit nach m und b ist wenig deutlich (Unterschied von Kalkspat). Der Bruch ist muschlig. Spröde; H. = $3\frac{1}{2}$—4. G. = 2,9—3,0; beide größer als beim Kalkspat. Glasglänzend, durchsichtig bis durchscheinend, auch undurchsichtig; farblos, gelblich, grünlich, bräunlich, rötlich, violett; selten intensiv gefärbt. Starke D. Br. —, opt. A. E. bc, M. L. c; daher zeigen die Zwillinge in Platten parallel der Basis die Lemniskaten der Interferenzfigur (Fig. 356) für jedes Individuum in der seiner Orientierung entsprechenden Lage. Manche Krystalle sind idiocyklophan (250) und zeigen die Lemniskaten direkt ohne Polarisationsinstrument. $\alpha = 1{,}5301$; $\beta = 1{,}6816$; $\gamma = 1{,}6859$. $2E = 30^{0}\ 14'$ (Na-Fl.) bei 15° C.; bei steigender Temperatur diese Zahl etwas abnehmend; $\varrho < v$. V. d. L. und gegen Säuren wie Kalkspat; erhitzt man einen Krystall im Glasrohr, so zerfällt er in ein Pulver, das aus rhomboedrischen Kryställchen von Kalkspat besteht. Unterscheidung von Kalkspat mittelst Kobaltnitrat pag. 584.

Der Aragonit findet sich häufig in schönen Krystallen, die teils auf-, teils eingewachsen sind, jedoch weniger häufig als Kalkspat. Bildet auch derbe, stenglige und fasrige oder körnige bis dichte Aggregate, vielfach mit rundlicher etc. Oberfläche. Eingewachsene Krystalle in Gips und Ton, stets Viellinge von der Ausbildung ähnlich der Fig. 481 und 482, finden sich bei Bastennes unweit Dax in den franz. Pyrenäen, bei Molina u. a. O. in Aragonien (daher der Name) etc. Aufgewachsene Krystalle von derselben Ausbildung wie Fig. 482 im Keupermergel bei Klein-Sachsenheim in Württemberg; bei Leogang im Salzburgischen und bei Herrengrund in Ungarn etc. auf Erzgängen; sowie in den Schwefellagern von Girgenti etc. in Sizilien; im Basalt der Blauen Kuppe bei Eschwege in Hessen. Die Krystalle des Tarnowitzit sitzen auf Drusen im Pb- und Zn-Erze führenden Muschelkalkdolomit. Auf den Brauneisenerzlagerstätten bei Kamsdorf in Thüringen, am Iberg im Harz, bei Hüttenberg in Kärnten, bei Iglo in Böhmen (*Igloit*); in der Serpentinbreccie des Aostatals in Piemont etc. spießige Krystalle der Form Fig. 476. Solche Formen, als kleine dünne Nädelchen, zuweilen zu kugelförmigen Drusen vereinigt, sind überhaupt sehr häufig, z. B. auf Hohlräumen der hessischen und anderer Basalte.

Die Formen Fig. 474, 475 und 477—480 finden sich sehr schön in den Basalttuffen von Böhmen (z. B. bei Horschenz unweit Bilin). Derber Aragonit häufig; stenglig, ähnlich stengligem Kalkspat, aber ohne Blätterbrüche, z. B. bei Horschenz, und, ebenfalls im Basalttuff, massenhaft am Leidenhöfer Kopf bei Marburg; parallelfasrig, Spalten, z. B. im Eisenerz von Hüttenberg in Kärnten, erfüllend. Häufig als Sinterbildung, nicht selten mit nieriger Oberfläche. Bekannt sind die fasrigen Massen auf den Brauneisensteinlagern von Hüttenberg in Kärnten, wo die eigentümlich zackigen, spießigen und ästigen, einem Korallenstock ähnlichen Formen der schneeweißen *Eisenblüte* (Korallensinter) auf dem Erz aufgewachsen sind. Eine noch jetzt vor sich gehende Bildung dieser Art stellt der Karlsbader *Sprudelstein* dar, eine Ablagerung aus den heißen Quellen, häufig dünnschalig und durch Eisenverbindungen rötlich. Eine ältere, jetzt nicht mehr entstehende Abscheidung aus diesen Quellen ist der Karlsbader *Erbsenstein*, ein oolithischer Aragonit, jede einzelne der erbsengroßen runden Kugeln radialfasrig und konzentrisch schalig und mit einem Quarzkörnchen im Innern (*Ktypeit*). Als echte Stalaktiten findet sich Aragonit selten (Antiparos, Devonshire). Viel weniger verbreitet, als Kalkspat; felsbildend tritt der A. nie auf, doch finden sich einzelne Körner dem Kalkspat im Marmor beigemengt. Die fasrigen Teile der Muschelschalen sind Aragonit (sog. *Conchit*). Zuweilen als Pseudomorphose nach Kalkspat, ebenso dieser nach Aragonit. Eine Pseudomorphose nach Gips ist der *Aphrit* (*Schaumspat* oder *Schaumkalk*) im Zechstein in Thüringen, z. B. bei Gera. A. scheidet sich besonders aus heißen Lösungen von $CaCO_3$ aus (vergl. pag. 584).

(v. Zepharovich, Sitzgsber. Wiener Ak. 1875 Bd. 71; G. Rose, Abh. Berl. Ak. 1856, 1858, 1860; Leydolt, Sitzgsber. Wien. Ak. 1856 Bd. 19; Websky, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 9, 737; Schrauf, Sitzgsber. Wiener Ak. Bd. 62 und 65; Laspeyres, Zeitschr. f. Kryst. I; Sénarmont, Ann. chim. phys. ser. 3, Bd. 41, pag. 60; Westhoff, Diss. Freiburg (Schweiz) 1899; Zimanyi, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 31, 1899, pag. 352).

Witherit.

$BaCO_3$, 77,68 BaO. Rhombisch; $a : b : c :$ = 0,6032 : 1 : 0,7302. $m = \infty P$ (110), $m/m = 117^0\ 48'$; $p = P\breve{\infty}$ (011), $p/p = 107^0\ 44'$; auch P (111), $2P\breve{\infty}$ (021) und $0P$ (001). Stets Zwillingsverwachsungen wie beim Aragonit. Drei Individuen sind meist zu einem Drilling verwachsen und alle drei setzen sich über die ihnen gemeinsame Kante hinaus fort, so daß scheinbare Dihexaeder entstehen, an denen die Zwillingsgrenzen durch die E. K. gehen (Fig. 483 und 286). Die Krystalle sind aufgewachsen, häufig eine größere Zahl solcher dihexaederähnlicher Krystallspitzen zu einer Druse vereinigt; meist derb, körnig, stenglig, auch fasrig, zuweilen Aggregate mit rundlicher Oberfläche. Opt. A. E. ac, — M. L. c; $\varrho > v$, $\alpha = 1{,}740$. Achsenwinkel

= 26° 30′. Farblos, gelblich oder grünlich; glas- bis fettglänzend, durchscheinend. H. = $3\frac{1}{2}$. G. = 4,2—4,3. Undeutlich spaltbar. In verdünnter, nicht aber in konzentrierter *HCl* löslich. V. d. L. leicht schmelzbar und die Flamme grün färbend.

In technisch nutzbaren größeren Mengen fast nur auf den Bleierzgängen im Kohlenkalk des nordwestlichen England, in Cumberland (Alston Moor), Northumberland (Hexham), Shropshire und Westmoreland (Dufton). In geringer Menge auch bei Peggau in Steiermark und Leogang in den Salzburger Alpen; auf der Grube Himmelsfürst bei Freiberg in Sachsen etc. Zuweilen unter Beibehaltung der Form in $BaSO_4$ (Schwerspat) verwandelt. Wird als Rattengift und zur Herstellung von *Ba*-Präparaten benutzt. (Litt. vergl. Alstonit.)

Fig. 483.
(Nach G. Tschermak.)

Alstonit. Isomorphe Mischung von $CaCO_3$ und $BaCO_3$, also $(Ca, Ba) CO_3$ mit ca. 66 ½ $BaCO_3$, aber wechselnd. Findet sich in ähnlichen, wie ein scheinbares Dihexaeder gestalteten Viellingen, wie der Witherit (vergl. Fig. 483); von W. äußerlich nicht zu unterscheiden. Bromley Hill bei Alston (*Bromlit*) mit Witherit; Fallowfield bei Hexham in Northumberland. (Vergl. Sénarmont, Ann. chim. phys. 3, ser. Bd. 41 pag. 60, auch für Witherit.) Vergl. ferner:

Barytocalcit. $CaBaC_2O_6 = CaCO_3 + BaCO_3$, beide Karbonate stets in demselben festen Verhältnis, nicht in wechselnder Mischung, wie bei dem chemisch sonst ganz übereinstimmenden Alstonit, also nicht wie dieser eine isomorphe Mischung, sondern ein Doppelsalz. Kleine, in drei Richtungen deutlich spaltbare, monokline aufgewachsene Kryställchen; von denselben Fundorten wie Alstonit, auch von Longban in Schweden. (Becker, Zeitschr. f. Kryst. XII, 1887, pag. 222.)

Strontianit.

$SrCO_3$, 70,3 SrO; vielfach etwas $CaCO_3$; ein größerer Gehalt beim Calciostrontianit (Emmonit) von Brixlegg in Tirol und aus Massachusetts mit 13 % $CaCO_3$. Rhombisch; $a : b : c = 0,6089 : 1 : 0,7237$. $m = \infty P$ (110); $m/m = 117^\circ 18'$; $p = P\breve{\infty}$ (011), $p/p = 108^\circ 12'$. Kleine nadelförmige, auch größere spießige und prismenförmige Krystalle; vielfach in Zwillingsverwachsung nach *m*, wie Aragonit. Stets aufgewachsen; auch kommen derbe strahlige und fasrige Massen vor. Farblos, grünlich, gelblich. Durchsichtig bis durchscheinend, glas- bis fettglänzend. Optisch wie Aragonit; A. E. *bc*; — M. L. *c*; Achsenwinkel = 12°; $\varrho < v$. H. = $3\frac{1}{2}$. G. = 3,6—3,8. In *HCl* löslich. Färbt die Flamme rot und schmilzt v. d. L. In kleinen aufgewachsenen Krystallen auf Erzgängen bei Clausthal im Harz, bei Bräunsdorf unweit Freiberg, bei Leogang im Salzburgischen, Strontian in Schottland. In größeren Massen auf Gängen der Kreideformation in der Gegend von Hamm, Drensteinfurt etc. in Westphalen. Wird hier gewonnen und in der Zucker-

fabrikation, auch in der Feuerwerkerei und zur Herstellung von *Sr*-Präparaten benutzt.

(Laspeyres, Verhdlgn. naturhist. Verein Rheinl.-Westph. Bd. XXXIII; Zeitschr. f. Kryst. I; Hessenberg, Min. Not. 1870; Beykirch, N. Jahrb. Min. etc. Beil.-Bd. 13, 1900, pag. 389.)

Calciostrontianit ist ein 13% $CaCO_3$ isomorph beigemischt enthaltender Strontianit, gut krystallisiert in den Fahlerzgruben bei Brixlegg in Tirol. Ganz ähnlich ist der *Emmonit* von Massachusetts. Ein Gemenge von Kalkspat und Strontianit ist der Calcistrontit aus den westphälischen Strontianitgruben.

Stromnit. 68,6 $SrCO_3$ und 27,5 $BaCO_3$, von der Orkney-Insel Stromness ist wohl ebenfalls ein Gemenge, wahrscheinlich von Strontianit mit Witherit oder Schwerspat.

Weißbleierz (Cerussit).

$PbCO_3$, 83,52 PbO, zuweilen etwas Ag, $ZnCO_3$ (bis 7%, *Iglesiasit* vom Mte Poni bei Iglesias auf der Insel Sardinien). Rhombisch; $a:b:c = 0{,}6100:1:0{,}7230$. Prismen $m = \infty P$ (110); $m/m = 117^\circ 14'$; meist wenig ausgedehnt oder fehlend; die seitlichen Kanten gewöhnlich abgestumpft durch die häufig ziemlich große Längsfläche $b = \infty P\breve{\infty}$ (010). Auf ihr aufgesetzt das Doma $p = P\breve{\infty}$ (011); $p/p = 108^\circ 16'$ (oben). Sehr häufig und auch nicht selten mit sehr ausgedehnten Flächen entwickelt ist das Oktaeder $o = P$ (111), das mit dem Brachydoma: $i = \frac{1}{2}P\breve{\infty}$ (012) einen dihexaederähnlichen Körper bildet (Fig. 484), der sich aber sofort durch das Auftreten der kleinen Prismenflächen m an nur vier S. K. (statt an allen 6) als nicht hexagonal erweist. Auch

Fig. 484. Fig. 485. Fig. 486. Fig. 487.

in Fig. 485 tritt der hexagonale Typus hervor: m und b bilden ein scheinbar hexagonales Prisma, o und i wie in Fig. 484 ein scheinbares Dihexaeder, c die Basis $0P$ (001); hier sind es die Brachydomen p und $x = 3P\breve{\infty}$ (031), welche die richtige Erkenntnis der Krystalle sofort vermitteln. Solche steilere Brachydomen sind eine häufige Erscheinung, es kann noch $s = 4P\breve{\infty}$ (041) erwähnt werden. Auch die Querfläche fehlt nicht. Überhaupt ist die Zahl der einfachen Formen sehr groß, ebenso die der Kombinationen. Daß diese nicht immer sich hexagonalen Formen nähern, zeigt Fig. 486: das Oktaeder o wird durch Vorherrschen von b tafelförmig; die Prismenflächen m

und $e = \infty \breve{P}3$ (130) sind klein. Letztere Kombination tritt in den sehr häufigen Zwillingen nach m nicht selten auf: es sind meist Penetrationsdrillinge mit einspringenden Winkeln $b/\underline{b}$ (Fig. 487). Zwillingsbildung ist auch nach e beobachtet, derartige Verwachsung ist aber seltener.

Spaltbarkeit nach m wenig deutlich, muschliger Bruch; H. = 3—3½; spröde. G. = 6,4—6,6. Durchsichtig bis durchscheinend; ausgezeichneter fettartiger Diamantglanz. Farblos, wasserhell, auch gelb, grau, blau, grün, schwarz (durch Beimengung von Bleiglanz etc., Schwarzbleierz). D. Br. —, stark; opt. A. E. ac; M. L. c. $\varrho > v$. $2E = 17^0\ 8'$. Sehr hohe Brechungskoeffizienten und starke Dispersion: $\gamma = 2{,}0780$; $\beta = 2{,}0763$; $\alpha = 1{,}8037$ (Na-Fl.) bei 18° C. V. d. L. heftig dekrepitierend, leicht schmelzend und leicht zu Pb reduziert. Auf Kohle Bleibeschlag. In HNO_3 unter Aufbrausen löslich, auch in Kalilauge gelöst.

Das W. ist ziemlich verbreitet. Ausgezeichnete Krystalle, stets aufgewachsen, sind häufig; sie finden sich meist mit Bleiglanz zusammen und auf ihm aufsitzend, und sind wie überhaupt alles W. ein Verwitterungsprodukt des Bleiglanzes. Daher besonders am Ausgehenden der Bleiglanzlagerstätten, aber nach unten hin verschwindend. Auch stenglige und fasrige Aggregate (Clausthal und Zellerfeld im Harz) sowie derbe Massen. Besonders bekannte Fundorte sind: Badenweiler im Schwarzwald; Commern in der Eifel mit dem Bleiglanz im Knottenerz in einzelnen Körnern im bunten Sandstein, oder es ist auch der ganze Sandstein mit Weißbleierz durchtränkt, welches dann geradezu das Bindemittel der Sandkörner bildet; Bernkastel a. d. Mosel, Braubach und Ems in Nassau; im Siegenschen; bei Johanngeorgenstadt, Freiberg u. a. O. im Erzgebirge; Tarnowitz in Schlesien (hier auch als Pseudomorphose nach Phosgenit); Mies und Přibram in Böhmen; Bleiberg in Kärnten; Kirlibaba in der Bukowina; Rezbanya und Sazka im Banat; Insel Sardinien an mehreren Orten; Leadhills in Schottland; Barnaul am Altai; Nertschinsk in Transbaikalien. In größerer Menge bei Leadville in Colorado und bei Broken Hill in Australien und dann ein nicht unwichtiges Bleierz. Meist ist aber das Vorkommen dazu zu spärlich. Selten als Versteigerungsmittel.

Zuweilen ist W. mit Ton, Eisenoxyd, Kalk etc. gemengt und bildet dann die braune, dichte, häufig knollige, durch ihr hohes Gewicht sich auszeichnende sog. *Bleierde*, welche, wie das reine W., wenn sie in etwas größerer Menge vorkommt, auf Blei verhüttet wird. Das W. bildet Pseudomorphosen nach Bleiglanz (Beresowsk) und Brauneisenstein (Friedrichssegen bei Ems in Nassau), Phosgenit (s. o.) etc.

(v. Kokscharow, Materialien (vergl. 3), an mehreren Stellen; v. Zepharovich, Sitzgsber. Wiener Ak. Bd. LXII, 1870; Schrauf, Tschermaks Mineralog. Mitthlgn.

1873; Sadebeck, Pogg. Ann. Bd. 156, pag. 558, 1876; Seligmann, N. Jahrb. für Min. etc. 1880, I, pag. 338; Ohm, N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 13, 1899, pag. 1; V. Goldschmidt, ibid. 15, 1902, pag. 562; Al. Schmidt Zeitschr. f. Kryst. Bd. 6, 1882, pag. 545; Jerewejew, ibid. 7, 1883, pag. 637; Liweh, ibid. 9, 1884, pag. 512.)

b) Wasserhaltige Karbonate.

Alkalihaltige.

Soda (Natron).

$Na_2CO_3 . 10H_2O$; verliert an der Luft H_2O und bildet $Na_2CO_3 . H_2O$. Monoklin; $a : b : c = 1{,}4186 : 1 : 1{,}4828$; $\beta = 122^\circ\ 20'$. Natürliche Krystalle unbekannt; nur weiße, körnige und stenglige krustenartige Überzüge und Ausblühungen des Bodens, z. B. in der Nähe von Debreczin in Ungarn. Besonders zu erwähnen ist die im Wasser der Natronseen in Unterägypten aufgelöste Soda, die beim Verdunsten desselben mit anderen Salzen: Steinsalz, Thermonatrit, Trona etc., gemischt sich in Massen ausscheidet und dann gewonnen und in den Handel gebracht wird. Reich sind auch gewisse Gegenden in Nordamerika, z. B. im Staate Nevada und im südöstl. Kalifornien, mit Borax; sowie die Salzseen (Lagunillas) von Merida in Venezuela; auch in Ostindien. Auf neueren Laven am Vesuv, Ätna, auf Teneriffa etc., sowie auf Gneiß bei Bilin, in geringer Menge.

Thermonatrit. $Na_2CO_3 . H_2O$. Rhombisch; ähnlich der Soda. Findet sich mit derselben in den genannten Ausblühungen und in den Ausscheidungen der Natronseen. Entsteht aus Soda durch freiwilligen Wasserverlust an der Luft.

Trona (Urao).

$H_2Na_6C_4O_{12} . 4H_2O = 3Na_2O . 4CO_2 . 5H_2O$. Monoklin. Meist perlmutterglänzende, aus strahligen Blättchen zusammengesetzte Platten, die aus der Gegend von Fezzan massenhaft in den Handel kommen (*Trona*). Findet sich auch mit der rohen Soda der ägyptischen Natronseen; ebenso aus den Lagunillas bei Merida in Kolumbien ausgeschieden (*Urao*). Löst sich in Wasser, wird aber dabei zersetzt; sie krystallisiert nicht mehr aus, sondern es bildet sich Soda. Verwittert nicht wie Soda an der Luft, daher in der Gegend von Fezzan als Baustein verwendet. Ist überall von Steinsalz und Glaubersalz begleitet.

Pirssonit. $Na_2CO_3 . CaCO_3 . 2H_2O$. Große farblose, sehr spröde Krystalle in den Ausscheidungen der kalifornischen Boraxseen. Sie sind rhombisch und hemimorph.

Gay-Lussit (Natrocalcit). $Na_2CO_3 . CaCO_3 . 5H_2O$. Monokline, farblose durchsichtige Krystalle mit Urao in den Lagunillas bei Merida in Columbien im Ton eingewachsen, auch in Nevada und Kalifornien in den Soda- und Boraxdistrikten. Durch H_2O wird Na_2CO_3 ausgelaugt und es bleibt $CaCO_3$. So sollen die sog. *Gerstenkörner* (Thinolit, Jarrowit), welche bei Sangerhausen u. a. O. im Ton liegen, entstanden sein, die also Pseudomorphosen von $CaCO_3$ nach G. darstellen würden. (Arzruni,

Zeitschr. f. Kryst. Bd. VI, 1881; Edw. S. Dana, Bull. U. S. geol. survey. No. 12, 1884; Trechman, Zeitschr. f. Kryst. XXXV, 1901, 283.)

Wasserhaltige Magnesiakarbonate sind:

Nesquehonit. $MgCO_3 . 3H_2O$; ist ein strahlig-fasriges oberflächliches Zersetzungsprodukt des *Lansfordit*, $3MgCO_3 . H_2MgO_2 . 21H_2O$, der in einer Anthracitgrube bei Lansford in Pennsylvanien weiße paraffinähnliche Stalaktiten bildet, welche am Ende Gruppen trikliner Kryställchen zeigen.

Von ähnlicher Zusammensetzung, wie der L., aber weit wasserärmer sind:

Hydromagnesit. $3MgCO_3 . H_2MgO_2 . 3H_2O$. Kleine monokline Kryställchen, aber meist kryptokrystallinische, rundliche, glatte Knollen von erdigem oder muscheligem Bruch und weißer Farbe, sowie radialstenglige Aggregate. Zersetzungsprodukt des Serpentins: Kumi auf Euböa, Hoboken bei New-York, Texas in Pennsylvanien, Hrubschütz in Mähren, Kraubat in Steiermark. Findet sich auch im *Predazzit* und *Pencatit* von Predazzo, pseudomorph nach Periklasoktaederchen. Mehrfach ist der H. mit anderen Substanzen gemengt und dann besonders benannt worden: *Lancasterit*, Lancaster in Pennsylvanien, gemengt mit Brucit. *Hydrodolomit* vom Vesuv mit dolomitischem Kalk etc.

Hydrogiobertit. $MgCO_3 . H_2MgO_2 . 2H_2O$. Rundliche hellgraue Knollen im Augitporphyrit von Pollena in Italien.

Artinit. $MgCO_3 . H_2MgO_2 . H_2O$. Zierliche schneeweiße Büschel, die aus feinen prismatischen Kryställchen bestehen: mit Asbest im Val Lanterna (Veltlin).

Cu-, Zn-, Ni- etc. haltige.

Malachit.

$Cu_2CO_4 . H_2O = 2CuO . CO_2 . H_2O = H_2CuO_2 . CuCO_3$, 71,95 CuO, 19,94 CO_2; 57,4 Cu. Monokline, nadelförmige Kryställchen, in zwei aufeinander senkrechten Richtungen, nach der Längsfläche und senkrecht dazu vollkommen spaltbar. Es sind meist Zwillinge nach der Querfläche; selten in deutlicher Ausbildung. Sie scheinen auf den ersten Blick rhombisch zu sein und sind zu Büscheln, Sternen und ähnlichen Drusen vereinigt. Häufiger findet man fasrige Aggregate, die Fasern laufen oft von einem Mittelpunkt aus und die Oberfläche ist nierig und traubig; parallel mit der runden Oberfläche gehen häufig Absonderungsflächen durch die glaskopfartige Masse, nach welchen manchmal ein nur geringer Zusammenhalt besteht. Selten dicht. Spröde; H. = 3½—4; G. = 3,6—4.0. Ziemlich dunkel grün, am nämlichen Stück in etwas verschiedenen Nüancen und in verschiedenen Zeichnungen; auf der rundlichen Oberfläche oft schwarz. Der Strich ist heller grün. Perlmutterglänzend, auch seidenglänzend und matt; durchscheinend bis undurchsichtig. In Säuren unter Aufbrausen löslich; auch in Ammoniak löslich. V. d. L. auf Kohle schmelzbar und zu Cu reduziert. Im Kolben geht H_2O fort und die Probe wird schwarz. Entsteht leicht und häufig durch Verwitterung aus allen anderen Kupfererzen, nach denen er häufig Pseudomorphosen bildet: so nach ged. Kupfer, Rotkupfererz (Chessy bei Lyon), Kupferlasur, Atakamit etc.; auch nach

Fahlerz, Kupferglanz und Kupferkies. Findet sich häufig mit anderen Kupfererzen, auch mit Eisenerzen, aber meist nicht in sehr großen Mengen, am massenhaftesten und reinsten in einigen uralischen Gruben, wo er u. a. in einzelnen centnerschweren reinen Blöcken vorgekommen ist, so bei Bogoslowsk, Nischne-Tagilsk, Medno-Rudiansk, Gumeschewsk etc. Wird hier zu Schmuckgegenständen, Schalen, Vasen etc. verarbeitet. Andere Fundorte sind, wie dort besonders am Ausgehenden von Kupfererzlagerstätten: Dillenburg, Rheinbreitbach, im Westerwald, im Siegenschen, bei Moldawa im Banat, in Cornwall, an vielen Orten in Amerika, in Australien etc. Selten ist es in solcher Menge vorhanden, daß es als *Cu*-Erz verwendet werden kann.

Kalkmalachit von Lauterberg am Harz ist ein Gemenge mit Gips. *Atlasit* von Chanarcillo in Chile ein solches mit Atacamit. Auch *Mysorin* ist unreiner M.

Kupferlasur (Azurit, Chessylith).

$Cu_3C_2O_7 . H_2O = 3CuO . 2CO_2 . H_2O = H_2CuO_2 . 2CuCO_3$. 69,21 CuO, 25,57 CO_2, 5,22 H_2O; 55,2 Cu. Monoklin. Meist kurzsäulenförmige oder tafelförmige Krystalle bildend. $m = \infty P$ (110), $m/m =$ 99° 32′ (vorn), häufig mit dem schiefen Prisma $k = - P$ (111), $k/k =$ 106° 14′ (vorn) und der Basis $c = 0P$ (001) zusammen; c/m = 91° 48′. Diese Kombination noch mit dem auf die seitliche Prismenkante aufgesetzten Klinodoma $l = \frac{1}{3}P\infty$ (013) gibt Fig. 488. Die Querfläche $a = \infty P\infty$ (100) ist häufig (Fig. 489); auf ihr ist vorn und hinten noch eine Schiefendfläche $s = - \frac{1}{2}P\infty$ (102) und $s' = + \frac{1}{2}P\infty$ ($\bar{1}02$) aufgesetzt. $a/s = 137° 12'$; $a/s' = 134° 56'$. Die Längsfläche ist selten; häufiger ein hinteres schiefes Prisma $x = + \frac{1}{2}P$ ($\bar{1}12$), dessen mittlere Kante von s' gerade abgestumpft wird. Namentlich ist aber häufig eine Reihe von Klinodomen entwickelt, deren Flächen auf die seitliche Kante m/m aufgesetzt sind und deren in der S. E. liegende Kanten von c gerade abgestumpft werden; so $p = P\infty$ (011) neben dem schon erwähnten l. c, l, p, und die anderen noch in dieser Weise vorkommenden Klinodomen liegen also alle in einer Zone und schneiden sich in parallelen Kanten. $a : b : c = 0{,}8461 : 1 : 0{,}8802$; $\beta = 92° 21'$. Nach p ziemlich deutlich spaltbar; Bruch muschlig. H. = $3\frac{1}{2}$—4, Spröde. G. = 3,7—3,8. Glasglänzend, durchscheinend, dunkelblau mit hellblauem Strich. Opt. A. E. $\perp$ a c; + M. L. in der S. E. ac nach hinten geneigt, und zwar gegen Achse a unter 75°. $\varrho > v$. Großer Achsenwinkel. V. d. L. etc. wie Malachit, in den sie nicht selten sich verwandelt, wobei sie grün wird. Die Krystalle sind meist aufge-

Fig. 488. Fig. 489.

wachsen; auch wohl eingewachsen, zu Gruppen vereinigt, z. B. im Ton die ausgezeichneten Krystalle von Chessy bei Lyon. Oft derb, erdig und in kleinen Kugeln; mit anderen Kupfererzen, sparsamer als Malachit, aber meist besser krystallisiert. Bulach im Schwarzwald, Moldawa im Banat, Cornwall, Ural, Altai, Südamerika, Australien etc. Mit die schönsten und flächenreichsten Krystalle finden sich auf der Copper Queen Mine in Arizona.

Schrauf, Sitzgsber. Wiener Ak. 1871, Bd. 64, 123; Zippe, Krystallgestalten der Kupferlasur, Prag 1830, und Pogg. Ann. Bd. 22 pag. 393 (Chessy).

Zinkblüte (Hydrozinkit). $Zn_3CO_5 . 2H_2O$ mit 75.24 ZnO. Hellgelbe oder weiße, erdige oder dichte, zuweilen nierenförmig begrenzte Krusten oder stalaktitische Massen mit Galmei: Raibl und Bleiberg in Kärnten, Mte Poni in Sardinien, Spanien etc.; z. T. noch heute als Verwitterungsprodukt von Zinkblende und Galmei sich bildend. *Messingblüte* ist eine Zinkblüte, wo 18 % CuO einen Teil des ZnO ersetzen; sie bildet hell grünlich-blaue fasrige Aggregate auf den Zinkerzlagerstätten von Santander in Spanien. Der hellgrüne *Aurichalcit*, der undeutliche Krystallnädelchen auf Brauneisenstein und Kalkspat bei Loktewsk im Altai bildet, ist dasselbe. Der grüne und blaue fasrige *Buratit* von dort enthält auch CaO. Die Bildung dieser Mineralien ist durch Verwitterung der Zinkerze bei Gegenwart von Kupfererzen erfolgt.

Hydrocerussit. $H_2PbO_2 . 3PbCO_3$. Farblose Plättchen auf ged. Blei bei Longban in Schweden.

Nickelsmaragd. $Ni_3CO_5 . 6H_2O$, bildet dünne smaragdgrüne kleintraubige Überzüge auf Chromeisenstein von Texas in Pennsylvanien (Texasit), Cap Ortegal in Spanien (Zaratit), Insel Unst etc.

Basische wasserhaltige Karbonate von Wismut gibt es mehrere: *Bismutit*: $Bi_2CO_5 . H_2O$, schmutzig grün und -gelb, auf Spateisenstein von Ullersreuth im Voigtlande mit ged. Wismut. *Wismutspat*: $2Bi_5C_3O_{15} . 9H_2O$, weiß, dem Galmei ähnlich, in den Goldgruben von Chesterfield in Süd-Karolina und in Mexiko, hier in größeren Mengen. Beide genannte Mineralien sind vielleicht nicht wesentlich verschieden; beide sind Verwitterungsprodukte von Bi und Bi_2S_3. Diese Bi-Karbonate enthalten etwa 90 % Bi_2O_3. Ein ähnliches Hydrokarbonat von Wismut findet sich auch im Corrèze-Departement in Frankreich in Mengen, welche den Abbau lohnen. Der *Bismutosphärit* mit ged. Wismut von Neustädtl bei Schneeberg in Sachsen ist wasserfreies Bi_2CO_5 und bildet gelbe bis braune radialfasrige Kügelchen.

Lanthanit (Hydrocerit). $(La, Di)_2O_3 . 3CO_2 . 9H_2O$ von der Bastnäsgrube bei Riddarhyttan in Schweden mit Cerit. Auch Yttriumkarbonat wird angegeben (*Tengerit*): weißes Pulver auf Gadolinit bei Ytterby in Schweden.

Verschiedene **uranhaltige Karbonate** sind Zersetzungsprodukte des Uranpecherzes. Der rhombische gelblichgrüne *Schröckingerit* von Joachimsthal ist ein Hydrokarbonat von Uran. *Uranothallit.* $2CaCO_3 . UC_2O_6 . 10H_2O$, daher auch Urankalkkarbonat. Bildet Anflüge und kleine, zeisiggrüne, sechsseitige Plättchen auf Uranpecherz von Joachimsthal im Erzgebirge. Sehr ähnlich ist der apfelgrüne *Liebigit* von Adrianopel und der kanariengelbe *Randit* von Frankford bei Philadelphia. Außerdem noch Cu enthält der smaragdgrüne *Voglit* von Joachimsthal.

Der *Dawsonit* soll ein monoklines Aluminiumnatriumkarbonat, $Na_2Al_2C_2O_8 . 2H_2O$ $= Na_2O . Al_2O_3 . 2CO_2 . 2H_2O$ sein. Er bildet dünnblättrige und fasrige farblose Ag-

gregate im zinnoberführenden Dolomit von Pian Castagnaio bei Siena in Toskana und auf Klüften eines Feldspatgangs bei Montreal in Kanada.

Wasserhaltige Verbindungen der selenigen Säure sind:

Chalkomenit. $CuSeO_4 . 2H_2O = CuO . SeO_2 . 2H_2O$. Dünne blaue Krusten monokliner Kryställchen auf dem buntkupfererzähnlichen Umangit von der Sierra Umanga in Argentinien. Ebendort *Molybdomenit*, weiße perlmutterglänzende Plättchen, wahrscheinlich von selenigsaurem Blei. *Kobaltomenit*, pfirsichblütrote monokline Kryställchen von selenigsaurem Kobalt, neben weißen Fäserchen von seleniger Säure, alles Umwandlungsprodukte von Selenmetallen.

Verbindungen der tellurigen Säure siehe unten in Klasse XII.

VII. Klasse.

Silikate.

Die Klasse der Silikate ist die umfangreichste und wichtigste von allen. Nicht nur umfaßt sie mehr Spezies als die anderen Klassen zusammen, sondern auch Mineralien von besonders großer Verbreitung, die in dem Aufbau der festen Erdkruste und ihrer Gesteine neben Quarz und Kalkspat die größte Rolle spielen. Hierher gehören u. a. die Familie der Feldspate und der feldspatähnlichen Mineralien, der Pyroxene und Amphibole, der Glimmer und Chlorite und manche andere.

Die *chemische Zusammensetzung* der Silikate ist zuweilen sehr einfach, in den meisten Fällen aber kompliziert, so besonders bei den tonerdehaltigen (sogenannten Alumosilikaten). Daher ist es vielfach noch nicht gelungen, die Konstitution nach den Gesetzen der modernen Chemie festzustellen und die Verbindungen mit Bestimmtheit als saure, neutrale oder basische Salze auf eine der verschiedenen Kieselsäuren zu beziehen. Jedenfalls spielen eine wichtige Rolle die Orthokieselsäure, H_4SiO_4 und die Metakieselsäure H_2SiO_3, deren Salze als Orthosilikate (früher auch Singulosilikate) und als Metasilikate (früher Bisilikate) bezeichnet werden. Ein Beispiel für die ersteren bildet der Olivin: Mg_2SiO_4, für die letzteren der Enstatit: $MgSiO_3$. Außerdem werden noch manche Silikate bezogen auf die Diorthokieselsäure $H_6Si_2O_7$ (z. B. Barysilit: $Pb_3Si_2O_7$), die Dimetakieselsäure $H_2Si_2O_5$ (z. B. Petalit: $LiAl\ (Si_2O_5)_2$), sowie auf die Polykieselsäure $H_4Si_3O_8$ (sog. Trisilikate, z. B. Orthoklas: $KAlSi_3O_8$).

Viele natürliche Silikate können mit gleicher Wahrscheinlichkeit mehreren dieser Kieselsäuren zugeschrieben werden. Eine Schwierigkeit der sicheren Deutung besteht (abgesehen von der vielfach noch ungenügenden Analyse, namentlich bei Gegenwart zahlreicher z. T. quantitativ schwierig bestimmbarer Elemente) in den sehr verbreiteten isomorphen Mischungen, und hauptsächlich darin, daß es noch nicht gelungen ist, die Silikate in ähnlicher mannigfaltiger Weise willkürlich umzuändern, wie es in der organischen Chemie mit den Kohlenstoffverbindungen geschieht. Einen teilweisen Ersatz hierfür bilden die allmählichen natürlichen Umwandlungsprozesse, die die Mineralien bei der Verwitterung und Zersetzung erleiden. Die genaue Untersuchung dieser langsamen chemischen Veränderungen gestattet nicht selten einen Einblick in den inneren Aufbau der ursprünglichen Substanz. Besonders die Pseudomorphosen sind hier von Wichtigkeit, die die letztere an der Form mit

Bestimmtheit erkennen lassen. Wegen der häufigen Unsicherheit der Konstitution wird hier von dieser ganz abgesehen und die Zusammensetzung der Silikate nur durch empirische Formeln angegeben, die die Analysenresultate in der oder jener Form zum Ausdruck bringen.

Die meisten Silikate sind wasserfrei (275). Manche von diesen enthalten Wasserstoff oder Hydroxyl, letzteres nicht selten als teilweisen isomorphen Ersatz für Fluor. Viele andere geben aber schon bei verhältnismäßig niedriger Temperatur Wasser ab, das nachher wieder aufgenommen werden kann: sie stellen Krystallwasserverbindungen der Silikate dar. In zahlreichen Fällen ist es unmöglich, sicher zu entscheiden, ob das beim Erhitzen entweichende Wasser Krystallwasser oder Konstitutionswasser ist. Die Krystallwasser enthaltenden Silikate sind ausnahmslos sekundären Ursprungs: es sind Umwandlungsprodukte anderer, wasserfreier Mineralien, oder bei deren Zersetzung entstandene Neubildungen.

(Tschermak, Min. Mittlgn. I, 1872, 93; Brauns, N. Jahrb. f. Min. etc. 1882, I, 1 und 1894, II, 205; Vernadsky, Ztschr. f. Kryst. XXXIV, 1901, 37; Groth, Tabellarische Übersicht der Mineralien, 4. Aufl. 1898; F. W. Clarke, Amer. Chem. Journ. Bd. 10, 1888, 120; Bd. 13, 1891, pag. 277; Bull. U. S. geol. Survey, Bd. 60, 1890, pag. 13, Bd. 125, 1895; F. W. Clarke und Schneider, Amer. Journ. Bd. 110, 1898 und Zeitschr. f. Kryst. Bd. 18, 1891, pag. 391.)

Was die *Systematik* der Silikate anbelangt, so werden zunächst nach dem Wassergehalt die beiden Hauptabteilungen der wasserfreien und der wasserhaltigen Silikate unterschieden, doch ist diese Trennung aus dem oben erwähnten Grund keine besonders scharfe. Da bei der Unkenntnis der Konstitution der meisten Silikate eine rationelle Einteilung auf chemischer Grundlage zur Zeit noch nicht möglich ist, so erfolgt in beiden Hauptabteilungen die Anordnung der Spezies im allgemeinen nach dem abnehmenden Kieselsäuregehalt. Doch ist diese Aufeinanderfolge nicht durchweg streng festgehalten, denn zahlreiche Silikate bilden auf der Gesamtheit ihrer Eigenschaften beruhende natürliche, z. T. isomorphe Gruppen, die, unabhängig von dem oft sehr verschiedenen Kieselsäuregehalt, vereinigt geblieben sind. Auch sind an viele wichtigere Spezies, ebenfalls unabhängig vom Kieselsäure-, sowie vom Wassergehalt, gewisse andere weniger bedeutende angeschlossen, die zu ihnen auf Grund einzelner Eigenschaften nähere Beziehungen erkennen lassen. Das säurereichste aller Silikate, der Neptunit, ist wegen seines erheblichen Titansäuregehalts anhangsweise an den Titanit angereiht und wird bei den Titanaten beschrieben werden.

Unter den wasserfreien Silikaten sind manche, die in alten Gesteinen, wie im Granit, Syenit, Gneiß etc. ein vollkommen anderes Aussehen haben, als in jüngeren vulkanischen, Trachyten, Basalten etc., so daß sie anfänglich für etwas ganz verschiedenes gehalten und mit besonderen Namen belegt worden sind. In jenen sind sie trübe und mehr oder weniger stark gefärbt, „frisch“, wie man zu sagen pflegt; in diesen sind sie glänzend, durchscheinend bis völlig durchsichtig, nicht selten farblos wasserhell, „glasig“. Dieser Unterschied zwischen dem frischen und glasigen Zustande eines Minerals beruht auf unwesentlichen Abweichungen, zuweilen auf eingetretener Umwandlung. Der „glasige“ Zustand ist der ursprüngliche, der „frische“ oft durch beginnende Verwitterung entstanden. In dieser Beziehung steht wohl der „glasige“ Feldspat (Sanidin) der jüngeren vulkanischen Gesteine, Trachyte etc. zum „frischen“ (Orthoklas) der alten Granite, Syenite, Gneiße etc. Die Benennung „frisch“ ist danach eigentlich ganz unrichtig.

a) Wasserfreie Silikate.

Sie umfassen die große Masse der Silikate. Wasser entweicht beim Erwärmen nicht, oder doch erst in der Glühhitze (H oder OH).

Gruppe des Feldspats.

Die Feldspate sind die wichtigsten Silikate. Sie bilden den Hauptbestandteil der meisten der in der Erdkruste so verbreiteten krystallinischen Silikatgesteine.

Es sind chemisch analog gebaute Alkali-Tonerde-Silikate von der Härte = 6, die neben der nie fehlenden Tonerde entweder nur Kali, oder nur Natron oder nur Kalk (selten auch Baryt), enthalten. Häufig sind aber auch mehrere dieser alkalischen Bestandteile in wechselnden Verhältnissen nebeneinander vorhanden, entsprechend Mischungen jener Grundverbindungen mit nur einem einzigen Alkali in verschiedenen relativen Mengen. Die teils monoklinen, teils triklinen Krystallformen stimmen trotz der Verschiedenheit der Symmetrie in den Winkeln sehr nahe überein. Alle Feldspate bilden daher eine isomorphe Reihe.

Große Analogie zeigen zunächst die *chemischen Formeln* der einzelnen Grundverbindungen, die nach ihrem alkalischen Bestandteil benannt werden. Es sind (abgesehen von dem seltenen und unwichtigen Barytfeldspat) die folgenden:

Kalifeldspat: $K_2O \,.\, Al_2O_3 \,.\, 6SiO_2 = K_2Al_2Si_6O_{16}$ oder $KAlSi_3O_8$;
Natronfeldspat: $Na_2O \,.\, Al_2O_3 \,.\, 6SiO_2 = Na_2Al_2Si_6O_{16}$ oder $NaAlSi_3O_8$;
Kalkfeldspat: $CaO \,.\, Al_2O_3 \,.\, 2SiO_2 = CaAl_2Si_2O_8$.

Kali- und Natronfeldspat sind ganz übereinstimmend gebildet; der Kalkfeldspat ist viel ärmer an SiO_2, aber die Formel ist doch atomistisch gleichartig mit der der beiden anderen, wie wir auch schon oben (284) gesehen haben. Zu Mischungen vereinigen sich besonders der Kali- und der Natronfeldspat (Kalinatronfeldspate), und vor allem der Natron- und der Kalkfeldspat (Kalknatronfeldspate), während Kali und Kalk so gut wie nie im gleichen Krystall nebeneinander vorkommen.

Die *Krystallisation* ist je nach der chemischen Natur der Feldspate z. T. monoklin, z. T. triklin, aber trotz der Verschiedenheit der Symmetrie sind die allgemeinen Formverhältnisse der Krystalle durchweg sehr nahe dieselben. Die Flächenneigungen sind wohl je nach der Zusammensetzung etwas verschieden, aber die korrespondierenden Winkelwerte und damit dann auch die entsprechenden Achsenverhältnisse zeigen bei allen Feldspatkrystallen so große Übereinstimmung, wie sie stets bei isomorphen Substanzen vorzukommen pflegt.

Fig. 490.

Fig. 491.

In den Fig. 490 (in der 120° 36′ statt 121° 36′ stehen muß) und 491 (in der die Kanten von 118° 25′ und 120° 56′ vertauscht

werden müssen) ist ein monokliner und ein trikliner Feldspatkrystall schematisch dargestellt und bei beiden sind die sich entsprechenden Winkel zum Vergleich eingeschrieben (beim triklinen Feldspat die Mittelwerte des Andesin (siehe unten)). Bei sämtlichen Feldspaten ist ein Prisma vorhanden, dessen Flächen sich unter einem von 120° nur wenig abweichenden Winkel schneiden. Er liegt bei den verschiedenen Arten zwischen 118° 48′ und 120° 46′. Bei den monoklinen Krystallen sind die beiden Prismenflächen einander gleich und werden daher beide mit demselben Buchstaben *T* signiert. Bei den triklinen Feldspaten sind sie verschieden, die eine wird daher mit *T*, die andere mit *l* bezeichnet. Die seitliche Prismenkante ist durch die Längsfläche *M* abgestumpft, bei den monoklinen gerade unter den gleichen Winkeln von 120° 36′ gegen beide Prismenflächen *T*, bei den triklinen etwas schief unter den Winkeln 118° 25′ und 120° 56′ gegen *T* und *l*. Auf die vordere stumpfe Prismenkante ist eine Schiefendfläche *P* aufgesetzt bei den monoklinen Feldspaten gerade unter gleichen Winkeln von 112° 13′ gegen beide Flächen *T*, bei den triklinen etwas schief, unter 111° 4′ gegen *T* und 114° 33′ gegen *l*. Bei den monoklinen Krystallen steht *P* auf *M*, der Symmetrie entsprechend, senkrecht, bei den triklinen ist dies nur annähernd der Fall, so daß der Winkel *P M* auf der einen Seite = 86° 14′, demgemäß auf der anderen Seite = 93° 46′ ist. Bei der Betrachtung der einzelnen Feldspate werden wir die speziellen Krystallisationsverhältnisse kennen lernen. Immer aber werden die Krystalle so aufgestellt, daß jenes Prisma *T* (resp. *T* und *l*) als Vertikalprisma ∞P (110) resp. $\infty P'$ (110) und ∞,P $(1\bar{1}0)$ und die Schiefendfläche *P* als Basis $0P$ (001) der Betrachtung zu Grunde gelegt wird. Die triklinen Krystalle werden dabei so gedreht, daß der stumpfe Winkel *P M* rechts, der spitze links liegt, daß sich also die Basis *P* in der Richtung des Pfeils (Fig. 491) nach rechts hinab neigt.

Von sehr großer Bedeutung für die Feldspatkrystalle ist die *Spaltbarkeit*. Bei allen ohne Ausnahme geht der Basis *P* ein vollkommener Blätterbruch parallel, der sich durch Perlmutterglanz, Irisieren und geradlinige Spaltungsrisse bemerkbar macht (194) (1. Blätterbruch, Hauptblätterbruch). Eine weniger vollkommene, aber immer noch sehr deutliche Spaltbarkeit geht der Längsfläche *M* parallel (2. Blätterbruch). Bei den monoklinen Feldspatkrystallen stehen diese beiden Blätterbrüche wie die Flächen *P* und *M* aufeinander senkrecht, bei den triklinen ist dies zwar nicht genau, aber doch noch sehr annähernd der Fall, wie die oben angegebenen Winkel *P M* zeigen. Diese beiden aufeinander genau oder doch sehr nahe senkrechten Blätterbrüche sind sehr bezeichnend für alle Feldspate und lassen sie von anderen ähnlichen Mineralien unterscheiden; sie geben aber auch einen Unterschied

zwischen den monoklinen und triklinen. Die ersteren werden danach als die gerade spaltenden, die orthoklastischen oder kurz als die *Orthoklase*, die letzteren als die schief spaltenden, plagioklastischen oder kurz als die *Plagioklase* bezeichnet.

Zwischen der chemischen Zusammensetzung und dem Krystallsystem besteht ein inniger Zusammenhang. Der reine Kalifeldspat ist monoklin und umfaßt das, was wir eben als *Orthoklas* kennen gelernt haben. Im Gegensatz dazu ist der reine Natronfeldspat, der *Albit*, sowie der Kalkfeldspat, der *Anorthit* triklin. Von den isomorphen Mischungen gehören die Kalinatronfeldspate teilweise dem einen, teilweise dem anderen System an. Die monoklinen bilden den *Natronorthoklas*, die triklinen sind *Mikroklin* und *Anorthoklas* genannt worden (pag. 620). Die Kalknatronfeldspate (pag. 629) sind wie die beiden Grundverbindungen alle triklin. Je nach dem Mischungsverhältnis, also nach der relativen Menge von *Na* und von *Ca*, haben sie besondere Namen erhalten: *Oligoklas*, wenn *Na* über *Ca* (Albit über Anorthit) in der Mischung überwiegt; *Andesin*, wenn sie beide zu ziemlich gleichen Teilen vorhanden sind, und *Labradorit*, wenn der *Ca*- (Anorthit-) Gehalt der überwiegende ist. Zwischen den Labradorit und den reinen Anorthit hat man wohl noch den sehr kalkreichen *Bytownit* eingeschoben. Auch die *Barytfeldspate* sind teils monoklin (Hyalophan), teils triklin (Celsian) (pag. 620).

Danach erhalten wir nun über die Feldspatgruppe zunächst die folgende allgemeine Übersicht, in der für jedes einzelne Glied die chemische Zusammensetzung und die krystallographischen Eigenschaften nach System und Achsenverhältnissen angegeben sind.

a) Monokline Feldspate (Orthoklase).

	$a:b:c$	β
Orthoklas: $(K_2Al_2Si_6O_{16})$;	0,6585 : 1 : 0,5554;	116° 3′.
Natronorthoklas: $(K,Na)_2Al_2Si_6O_{16}$;	0,6356 : 1 : 0,5485;	116° 17′.
Barytfeldspat: (Hyalophan) $\begin{pmatrix} BaAl_2Si_2O_8 \\ K_2Al_2Si_6O_{16} \end{pmatrix}$;	0,6584 : 1 : 0,5512;	115° 35′.

b) Trikline Feldspate (Plagioklase).

Mikroklin: $(K,Na)_2Al_2Si_6O_{16}$;
$a:b:c = 0{,}65 : 1 : 0{,}55$; $\alpha = 90\frac{1}{4}°$; $\beta = 116°$; $\gamma = 90°$ ca.

Anorthoklas: $(Na,K)_2Al_2Si_6O_{16}$;
$= 0{,}6466 : 1 : 0{,}5522$; $\alpha = 90\frac{1}{2}°$; $\beta = 116°\ 18'$; $\gamma = 90°$ ca.

Albit: $Na_2Al_2Si_6O_{16}$;
$= 0{,}6330 : 1 : 0{,}5573$; $\alpha = 94°\ 5'$; $\beta = 116°\ 27'$; $\gamma = 88°\ 7'$.

Oligoklas: (ca. 3 Mol. Albit + 1 Mol. Anorthit);
$= 0{,}6322 : 1 : 0{,}5525$; $\alpha = 93°\ 4\frac{1}{2}'$; $\beta = 116°\ 23'$; $\gamma = 90°\ 4'$

Andesin: ungefähr gleiche Moleküle Albit und Anorthit;
$= 0{,}6355 : 1 : 0{,}5517$; $\alpha = 93^\circ\ 23$; $\beta = 116^\circ\ 28'$; $\gamma = 89^\circ\ 59'$.
Labradorit: (1 Mol. Albit + ca. 3 Mol. Anorthit);
$= 0{,}6377 : 1 : 0{,}5547$; $\alpha = 93^\circ\ 31'$; $\beta = 116^\circ\ 3'$; $\gamma = 89^\circ\ 54\frac{1}{2}'$.
Anorthit: $CaAl_2Si_2O_8$;
$= 0{,}6347 : 1 : 0{,}5501$; $\alpha = 93^\circ\ 13'$; $\beta = 115^\circ\ 55'$; $\gamma = 88^\circ\ 48'$.
Barytfeldspat: (Celsian) $BaAl_2Si_2O_8$.

a) Monokline Feldspate.

Orthoklas.

$K_2O \,.\, Al_2O_3 \,.\, 6SiO_2 = K_2Al_2Si_6O_{16}$ oder $KAlSi_3O_8$; 64,68 SiO_2, 18,43 Al_2O_3, 16,89 K_2O. Beinahe stets eine größere oder kleinere Menge Na_2O (bis 6 %), teils infolge isomorpher Beimischung, teils als mechanische Beimengung von Albit, auch etwas CaO, MgO, Fe_2O_3, BaO etc. Kleine Mengen H_2O zeigen beginnende Verwitterung an.

Fig. 492. Fig. 493. Fig. 494. Fig. 495.

Fig. 496. Fig. 497. Fig. 498.

Monoklin mit dem oben angegebenen Achsenverhältnis. Das Vertikalprisma $T = \infty P$ (110) hat vorn $T/T = 118^\circ\ 48'$; es fehlt wohl an keinem Krystall und ist teils lang, wie z. B. in Fig. 494, teils kurz, wie in Fig. 498, welcher Krystall nicht, wie gewöhnlich, nach der Achse c, sondern nach a prismatisch verlängert ist. Daneben, die Kanten T/M abstumpfend, häufig $z = \infty P3$ (130) (Fig. 496). Fast stets ist die scharfe seitliche Kante von T durch die Längsfläche $M = \infty P\infty$ (010) abgestumpft (Fig. 494), seltener fehlt M (Fig. 492, 493); weniger häufig ist die Abstumpfung der stumpfen vorderen Kante durch die meist schmale Querfläche $k = \infty P\infty$ (100) (Fig. 495). Die Basis $P = 0P$ (001) fehlt fast nie; $P/T = 112^\circ\ 13'$; $P/M = 90^\circ$; $P/k = 116^\circ\ 3'$; doch ist sie zuweilen sehr klein (Fig. 492). Von hinteren Schiefendflächen ist besonders $x = P\infty$ $(\bar{1}01)$ wichtig und verbreitet (Fig. 492—495), $x/P = 129^\circ\ 43'$ und $x/k = 114^\circ\ 14'$, also gegen die Vertikal-

achse nahezu ebenso geneigt wie P; ferner die steilere $y = 2\mathrm{P}\infty\,(\bar{2}01)$; $y/P = 99^0\ 42'$; in Fig. 496 und 498 ist y allein, in Fig. 497 ist y neben x an der Hinterseite der Prismen. Die Kanten P/M werden oft durch die Flächen des Klinodomas $n = 2\mathrm{P}\infty\,(021)$ (Fig. 495, 497, 498) und die Kanten x/M durch die Flächen der hinteren Hemipyramide: $o = P(\bar{1}11)$ (Fig. 495, 497) abgestumpft. Die Abstumpfung der Kante P/M durch n ist fast gerade, denn es ist: $P/n = 135^0\ 3\frac{1}{2}'$; $n/M = 134^0\ 56\frac{1}{2}'$; ferner ist $x/o = 153^0\ 8\frac{1}{2}'$; $M/o = 116^0\ 51\frac{1}{2}'$. Die Abbildungen geben die verbreitetsten Kombinationen, deren Vorkommen bei den einzelnen Varietäten des Orthoklases unten angeführt werden soll. Der Habitus der Krystalle ist etwas verschieden. Meist sind sie nach der Vertikalachse verlängert, prismatisch oder auch durch Ausdehnung der Längsfläche tafelförmig. Nicht selten findet die Verlängerung in der Richtung der Klinodiagonale statt, so daß sie eine rechtwinklige Säule darstellen (Fig. 498).

Die Spaltbarkeit ist schon oben (pag. 611) besprochen worden. Wie alle Feldspatkrystalle, so sind auch die des Orthoklases ausgezeichnet durch den vollkommenen Blätterbruch in der Richtung von P, den ersten oder Hauptblätterbruch, und den zweiten etwas weniger vollkommenen in der Richtung von M; P und M sind der Symmetrie entsprechend, beim Orthoklas aufeinander senkrecht. Auch die Prismenflächen T sind spaltbar, aber nur unvollkommen, und zuweilen ist die Spaltbarkeit nach der einen Fläche T weniger deutlich, als nach der anderen. Der Bl. Br. nach P ist an dem lebhaften Perlmutterglanz und an dem Irisieren leicht kenntlich, auf M und T verlaufen häufig geradlinige Spaltungsrisse in der Richtung von P, was alles vielfach die Orientierung in den Krystallen und namentlich in derben Massen erleichtert.

Zwillinge sind sehr häufig, nach mehreren Gesetzen; besonders wichtig sind das sog. Karlsbader, und das Bavenoer Zwillingsgesetz. Weniger häufig, aber immer noch von Bedeutung ist das der Manebacher Zwillinge; anders gebildete Zwillinge sind seltener.

1) *Karlsbader Zwillinge.* Zw. Fl. k; oder Zw. A. c (159); zuerst beobachtet an Zwillingen im Granit von Karlsbad, dann an vielen anderen Orten. Die Bl. Br. M sind in beiden Individuen parallel, ebenso die Prismenflächen T und die Vertikalachsen c; der Bl. Br. P des einen Individuums ist nach vorn, der des anderen nach hinten geneigt. Die Individuen sind zuweilen nach einer Fläche M verwachsen (Fig. 501), meist durchdringen sie sich jedoch z. T. (Fig. 502). Man unterscheidet linke (Fig. 501) und rechte (Fig. 502) Zwillinge, je nachdem P links oder rechts von $\underline{x}$ oder $\underline{y}$ liegt. Ist die Schiefendfläche $\underline{x}$ neben P vorhanden, so fällt P und $\underline{x}$ vorn und $\underline{P}$ und x hinten theoretisch beinahe, aber nicht ganz in ein Niveau, denn $P/k = 116^0\ 3'$, $x/k = 114^0\ 14'$;

und in der Tat sieht man auch an manchen Krystallen, z. B. sehr deutlich an solchen aus den Drusen im Granit von Baveno, daß *P* und *x* etc. nicht vollkommen in ein Niveau fallen (Fig. 503), während umgekehrt bei anderen, z. B. bei solchen aus den Drusen des Granits von Elba *P* und *x* genau in demselben Niveau zu liegen scheinen (Fig. 504). Zuweilen beobachtet man polysynthetische Wiederholungen dieser Zwillingsbildung, wo dann Flächenelemente *P* und *x* hinten sowohl, als vorn mehrere Male miteinander abwechseln. *P* und *x* unterscheiden sich bei solchen Zwillingen gewöhnlich durch ihren Glanz: *P* ist glänzend, *x* ist matt, wodurch die Grenze der Individuen sehr scharf und deutlich hervorzutreten pflegt. Karlsbader Zwillinge finden sich vornehmlich an eingewachsenen Krystallen.

Fig. 499. Fig. 500. Fig. 501. Fig. 502.

Fig. 503. Fig. 504. Fig. 505.

2) *Bavenoer Zwillinge.* Zw. Fl. *n*; besonders schön zu beobachten an aufgewachsenen Krystallen, namentlich aus den Drusen des Granits von Baveno. Hier haben sie die Form Fig. 499 und sind aus zwei nach der Achse *a* verlängerten Individuen (Fig. 498) verwachsen; man denkt sich das einfache Individuum Fig. 498 parallel mit einer Fläche *n* durchgeschnitten und dreht die obere Hälfte um 180° herum. Am einen Ende haben diese Zwillinge lauter ausspringende Winkel, am anderen sind auch einspringende; mit letzterem Ende sind sie meist aufgewachsen, so daß fast stets nur das erstere Ende zu sehen ist, welches sich in Fig. 499 nach vorn kehrt. Sie bilden beinahe genau rechtwinklige Prismen, aber in der Zwillingsgrenze stoßen an einer Kante dieses Prismas zwei Flächen *M*, an der gegenüberliegenden zwei Flächen *P* zusammen, welche einander unter nahezu rechten Winkeln schneiden und die Fläche (1. Blätterbruch) *P*

des einen Individuums ist beinahe genau parallel der Fläche (2. Blätterbruch) *M* des anderen. Dies hängt damit zusammen, daß die Zw. Fl. *n* die Kante *P/M* beinahe gerade abstumpft (pag. 614) und ist für die Bavenoer Zwillinge besonders charakteristisch. An das zweite Individuum setzt sich häufig nach demselben Gesetz, aber nach der anderen Fläche *n* ein drittes, an dieses ebenso ein viertes etc. cyklisch an, und es entstehen dadurch Drillinge, Vierlinge etc., bei denen die wie Fig. 492 und 493 begrenzten Individuen häufig zu sehr komplizierten und schwer entzifferbaren Gruppen miteinander vereinigt sind; sie finden sich vorzugsweise an den Adularen der Alpen. Ein Vierling dieser Art ist in Fig. 500 abgebildet; bei einem solchen liegen sich *P* des ersten und dritten, sowie *P* des zweiten und vierten Individuums beinahe genau parallel gegenüber. Daß auch hier die Richtung des ersten Blätterbruchs *P* im einen Individuum beinahe genau mit der Richtung des zweiten Blätterbruchs *M* im anderen Individuum zusammenfällt, zeigt Fig. 500 deutlich, obgleich die Flächen *M* hier nicht ausgebildet sind.

3) *Manebacher Zwillinge.* Zw. Fl. *P*; nach den Krystallen im Porphyr von Manebachbei Ilmenau im Thüringer Wald benannt, an welchen zuerst dieses Gesetz beobachtet wurde (Fig. 505). Zwei nach dem Manebacher Gesetz verwachsene Individuen liegen sehr nahe wie die Individuen 1 und 3 resp. 2 und 4 eines Bavenoer Vierlings, aber doch nicht vollkommen, da bei den Manebachern die Flächen *P* genau, bei den Bavenoern nur sehr annähernd parallel sind, was sich allerdings oft praktisch kaum unterscheiden läßt. Zuweilen sind auch mehrfache Zwillingsbildungen gleichzeitig nach mehreren Gesetzen, z. B. dem ersten und zweiten, beobachtet worden. Alle anderen Zwillinge nach *T*, *z*, *o* und *y* sind selten (Krystalle aus dem Granit des Riesengebirges und des Fichtelgebirges).

Spröde. H. = 6, G. = 2,53—2,58. Durchsichtig und farblos (Adular) oder undurchsichtig, trübe und gefärbt (gemeiner Feldspat oder Orthoklas im engeren Sinn), graulich, gelblich, rötlich, bräunlich, seltener intensiv rot oder grün. Glasglänzend, auf *P* perlmutterglänzend und irisierend. Gewisse Orthoklase zeigen in der Richtung von *k* und *y* ein lebhaftes blaues Farbenspiel, ähnlich wie der Labradorit (labradorisierender Feldspat von Fredriksvärn im südlichen Norwegen); manche durchsichtige Adulare haben ein eigentümliches bläuliches, mildes, mondartiges wogendes Licht auf denselben Flächen (Mondstein) (264). Auslöschungsschiefe auf einer Platte $\parallel$ *M* zur Kante *P/M* = $+5^0\ 18'$ (r.) (Fig. 506), auf *P* ist eine Auslöschungsrichtung, der Symmetrie entsprechend, der Kante *P/M* genau parallel. Opt. A. E. $\perp$ Sym. Eb., nahezu $\parallel$ *P*, aber nach hinten etwas abwärts geneigt, so daß sie $5^0\ 18'$ mit *P* und $69^0\ 15'$ mit der Vertikalachse macht. — M. L. in

der S. E. also horizontale Dispersion. $\varrho > v$: $2E = 121° 6'$, $\alpha = 1{,}5190$; $\beta = 1{,}5237$; $\gamma = 1{,}5260$ (g.) bei 18° C. beim Adular); die Lichtbrechung und die Doppelbrechung sind also gering. Beim Erwärmen wird $2E$ kleiner, bei einer bestimmten Temperatur (ca. 500°), welche für die verschiedenen Farben etwas verschieden ist, wird $2E = 0$ und bei noch weiterer Steigerung gehen die Achsen in der Medianebene wieder auseinander, wobei die M. L. ihre Lage fast genau beibehält. Diese neue Lage der opt. Achsenebene ist also auf der früheren senkrecht und statt der horizontalen Dispersion hat man nun die geneigte. Ist die Erhitzung nicht zu weit gegangen, so nimmt der Adular seinen ursprünglichen Zustand beim Erkalten wieder an. Nach zu starker Erhitzung (über 600°) bleibt der neue Zustand mehr oder weniger vollständig bestehen und die Platte zeigt statt des ursprünglichen großen Achsenwinkels in der zur Sym. Eb. senkrechten Ebene einen kleineren oder auch einen solchen in der der Sym. Eb. M parallelen Richtung. Diese kleinen, von einem zum anderen Exemplare stark schwankenden Achsenwinkel findet man bei manchen Feldspaten (Sanidinen) aus vulkanischen Gesteinen in ihrem natürlichen Zustande und schließt daraus, daß dieselben früher heftigen Hitzeeinwirkungen ausgesetzt gewesen sein müssen. Der Orthoklas ist, wie die anderen Feldspate, schwer schmelzbar. Er wird von HF leicht zersetzt, aber von anderen Säuren kaum angegriffen.

Man unterscheidet verschiedene Varietäten des Orthoklases:

Adular. Der farblose, durchsichtige oder nur wenig trübe Feldspat auf Klüften und Spalten der krystallinischen Schiefer des Hochgebirges der Alpen, auf denen er mit Bergkrystall, Titanit, Chlorit, Kalkspat, Apatit u. a. Mineralien aufgewachsen ist, an vielen Stellen der Schweiz, in Tirol etc. Der Chlorit imprägniert zuweilen die Krystalle oder bedeckt sie an der Oberfläche, besonders auf gewissen Flächen, auf anderen nicht. Es sind teils einfache Individuen, bes. der flächenarmen Kombination Fig. 492 und 493; oder komplizierte Zwillinge, Drillinge und Vierlinge nach dem Bavenoer Gesetz (Fig. 500). Mancher Adular zeigt den schon oben erwähnten bläulichen Lichtschein auf k und y, der besonders auf rundlich geschliffenen Oberflächen hervortritt. Solche sog. *Mondsteine*, deren schönste von Ceylon kommen, werden als Edelsteine verwendet. $G. = 2{,}571$.

Gemeiner Feldspat (Orthoklas im engeren Sinne, Pegmatolith z. T.). Infolge beginnender Verwitterung der wahrscheinlich am Anfang wenigstens durchscheinenden Substanz undurchsichtig. Selten farblos, meist trübe Farben, gelblich, bläulich, fleischrot, dunkelrot, grün (O. aus dem Gneiß von Bodenmais im bayr. Wald). Der O. aus dem Zirkonsyenit des südl. Norwegen zeigt auf k und y den schon erwähnten blauen Lichtschein (*labradorisierender Feldspat*). Ist hauptsächlich als Gemeng-

teil der Granite, Syenite Porphyre, Gneiße etc. außerordentlich verbreitet und wichtig. Es sind teils regelmäßig ringsum ausgebildete eingewachsene Krystalle, z. B. von der Form der Fig. 494—497, aber zuweilen auch von der Form Fig. 498; oder Zwillinge, Karlsbader, seltener auch Bavenoer und Manebacher etc. Meistens aber sind es mehr oder weniger große, einfache oder verzwillingte derbe Individuen, deren deutliche Bl. Br. sie leicht erkennen und von anderen Mineralien unterscheiden lassen. Die großen derben Feldspate der Granite, Syenite und Gneiße sind z. T. *Pegmatolith* genannt worden. Häufig bildet der Orthoklas dichte Massen, die wohl als *Feldstein* bezeichnet werden. Die Feldspate in den genannten Gesteinen sind von derselben Entstehung wie diese selbst. Nicht selten findet man auf deren Drusen auch aufgewachsene Krystalle, welche ebenfalls teils einfach, teils Zwillinge sind. Die aus den Granitdrusen von Elba und Baveno sind schon genannt. Schöne Krystalle finden sich z. B. noch in den Drusen des Granits der Gegend von Penig in Sachsen, von Striegau in Schlesien, von Warmbrunn und Hirschberg etc. im Riesengebirge, im Fichtelgebirge und an vielen anderen Orten. Eine Neubildung von Feldspat auf wässrigem Wege sind die adularähnlichen Krystalle, die sich in der Porphyrbreccie von Euba in Sachsen aufgewachsen finden (*Paradoxit*), sowie die auf den Erzgängen von Felsöbanya in Ungarn. Derartiges Vorkommen ist aber selten. Die O. mancher Lokalitäten haben besondere Namen erhalten, so heißt der von Dawlish in Devonshire *Murchisonit* etc. Gewaltige Massen von spätigem, großkrystallinischen Kalifeldspat, der für die Porzellanindustrie gewonnen wird, finden sich in Böhmen, in Kanada etc.; bei Arendal und Kragerö im südl. Norwegen ist der überwiegende Teil des Feldspats aber Mikroklin, mit wenig Orthoklas etc. gemengt. Mancher Orthoklas ist mit Albit regelmäßig verbunden (vergl. Albit), so daß letzterer entweder äußerlich an die Orthoklaskrystalle angewachsen ist (s. u.), oder auch diese Krystalle im Innern durchsetzt. Letzteres ist bes. bei dem derben *Perthit* von Perth in Kanada der Fall, wo weiße Albitlamellen parallel mit dem Orthopinakoid den roten Orthoklas durchsetzen (pag. 627). Von *Mikroperthit* spricht man, wenn diese Verwachsung erst unter dem Mikroskop zu erkennen ist. Auf solche Durchwachsung, die übrigens auch nach den Flächen *M* und *T* oder ganz unregelmäßig stattfindet, ist wohl die Erscheinung zurückzuführen, daß manchmal die eine Fläche des Prismas *T* weniger deutlich blättrig ist, als die andere (siehe Albit). Dieselbe Erscheinung beobachtet man infolge der Einschiebung zahlreicher Albitlamellen beim adularähnlichen *Loxoklas*, der bei Hammond in Neu-York in „geflossenen" Krystallen im Kalkspat eingewachsen ist und der 7—9% Na_2O neben 2—3% K_2O enthält. *Schriftgranit* (Pegmatit z. T.) hat man eine Durchwachsung von Orthoklas mit Stengeln

von Quarz in paralleler Anordnung genannt, wie sie im Granit, Gneiß etc. vorkommt. Zeigt sich diese Verwachsung erst u. d. M dann nennt man sie *Mikropegmatit*. Ein Gemenge von Feldspat und Quarz aus vulkanischen Gesteinen in Island ist *Baulit* und *Krablit* genannt worden.

Sanidin (glasiger Feldspat) ist der Orthoklas der jüngeren Eruptivgesteine und der heutigen vulkanischen Laven, besonders der Trachyte. Er ist fast nie intensiv gefärbt, namentlich nicht rot, meistens farblos bis grau, glasglänzend, durchsichtig bis durchscheinend, oft rissig. Er enthält häufig einen größeren oder geringeren *Na*-Gehalt, der bis über die Hälfte der Gesamtmenge des Alkali hinausgehen und also den Kaligehalt übertreffen kann (Natronorthoklas). Der Sanidin bildet teils deutliche, häufig nach *M* dünntafelförmige Krystalle von der Form des Orthoklases (Drachenfels bei Bonn), teils derbe Körner (Laacher See) in jenen Gesteinen. Wasserhell findet man ihn in den Auswürflingen der Somma aufgewachsen (Eisspat, Rhyakolith), ebenso im Albaner Gebirge, am Laacher See etc. Einzelne mehr oder weniger große, derbe, durchsichtige, spaltbare Massen sind in gewissen vulkanischen Tuffen der Eifel (z. B. bei Wehr, Hohenfels etc.) eingeschlossen. Die optischen Verhältnisse des S. sind pag. 616 mit angeführt, der Achsenwinkel ist vielfach klein, die Achsenebene bald parallel, bald senkrecht zur Symmetrieebene, wie es bei stark geglühten Orthoklasen sein muß.

Die Bildung der Feldspatkrystalle ist, nach dem Vorkommen zu urteilen, teils durch Erstarren aus dem Schmelzfluß, teils durch Auskrystallisieren aus wässriger Lösung erfolgt. Es sei noch erwähnt, daß Feldspatkrystalle auch zuweilen bei Hüttenprozessen entstehen, z. B. hat man einmal solche in großer Zahl in dem Boden und in der Gicht eines Kupferschmelzofens bei Sangerhausen gefunden. Man kann den F. auch beliebig künstlich darstellen, aber nur in der Wärme, entweder durch überhitzte Lösungen, oder durch Schmelzung, oder aus Gasen: aus solchen, also durch Sublimation, sind wohl die in vulkanischen Gesteinen auf Drusen sitzenden Kryställchen entstanden.

Der Feldspat erleidet mancherlei Veränderungen und wird dadurch trübe und undurchsichtig. Die wichtigste Umwandlung ist die zu Kaolin, bei welcher K_2O und ein Teil der SiO_2 vom Wasser aufgelöst und weggeführt wird, während der Rest H_2O aufnimmt und $2H_2O \,.\, Al_2O_3 \,.\, SiO_2$ (Kaolin) bildet (310). Zuweilen verschwindet mit dem Alkali alle Kieselsäure und es hinterbleibt Hydrargillit (Lateritbildung, pag. 569). Sodann geht er häufig in Kaliglimmer über, welcher nicht selten als Pseudomorphose nach Orthoklas vorkommt; ebenso entsteht aus dem F. vielfach, namentlich in Graniten und ähnlichen Gesteinen, Epidot (Pistazit) und er wird dabei grün. Durch Zersetzung vermittelst *S*-haltiger und SO_2-bildender Dämpfe geht der Orthoklas

(Sanidin) in Alaunstein (310) und in manche andere wasserhaltige Aluminiumsulfate, wie Alaun etc. über. Andere pneumatolytische Umwandlungsprozesse liefern Turmalin, Topas, Zinnstein etc. Der letztere bildet Pseudomorphosen nach Feldspat; Ps. nach Feldspat sind sonst nicht häufig. Seinerseits entsteht der Orthoklas zuweilen durch Umwandlung aus Leucit, Prehnit, Laumontit, Analcim etc. und bildet Pseudomorphosen nach diesen Mineralien.

Benutzt wird Orthoklas als Düngemittel wegen seines Kaligehalts, bei der Porzellanfabrikation zur Glasur etc.

(Strüver, Ztschr. f. Kryst. I; Klockmann ibid. Bd. VI; E. Weiß, Beiträge zur Kenntnis der Feldspatbildung, pag. 22; Beutell, Ztschr. f. Kryst. VIII; Scharff, Abh. Senkenb. Ges. 1866; Kloos, N. Jahrb. Min. 1884, Bd. II.)

Natronorthoklas (Sanidin z. T.).

Monokline Feldspate, die infolge isomorpher Beimischung (nicht durch Einlagerung von Albitlamellen, wie beim Perthit) *Na*-reich sind. Der Na_2O-gehalt übertrifft oft den an K_2O. Von trüben Feldspaten aus älteren Gesteinen gehören hierher solche aus den Augitsyeniten des südl. Norwegens, u. a. wird auch der labradorisierende Feldspat von Fredriksvärn hierher gezählt. Auch manche Sanidine, z. B. von Pantelleria sind zum Natronorthoklas zu rechnen. Achsenverhältnis siehe oben.

Barytfeldspate.

Hyalophan. Ein monokliner Barytfeldspat (Barytorthoklas), aber nie rein, sondern stets mit Orthoklassubstanz gemengt: $K_2Al_2Si_6O_{16} + BaAl_2Si_2O_8$, das letzte Glied entsprechend dem Anorthit; 9—20 % BaO. Genau die Formen des Orthoklases mit dem oben angegebenen Achsensystem. Wasserhelle bis gelbliche Krystalle auf Drusenräumen des körnigen Dolomits im Binnenthal (Wallis); rot auf schmalen Schnüren bei Jakobsberg in Wermland (Schweden). Ein *Ba*-haltiger Orthoklas ist der *Cassinit* (3,7 BaO) von Media in Pennsylvanien. 2,6 % BaO enthält der Sanidin aus dem Nephelinit von Meiches in Hessen (Krystallform: Rinne, N. Jahrb. f. Min. etc. 1884, I, 207; Baumhauer, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 37, 1903, pag. 603.)

Ein trikliner *Ba*-Feldspat (Barytplagioklas) ist der

Celsian. $BaAl_2Si_2O_8$, derb, aus den Mangangruben von Jakobsberg; in der Zusammensetzung ganz wie Anorthit. Ein solcher Feldspat unbekannten Fundorts ergab eine dem Oligoklas ähnliche Mischung, aber CaO ist durch BaO ersetzt.

b) Trikline Feldspate.

Hierher gehören die triklinen Natronkalifeldspate, Mikroklin und Anorthoklas, die alle die gemeinsame Eigenschaft haben, daß ihr Spaltwinkel, wie schon die Übersicht auf pag. 612 zeigt, kaum von 90° verschieden ist, so daß sie nur auf optischem Wege sicher als triklin zu erkennen sind. Typische Plagioklase mit einem von 90° stärker abweichenden Spaltungswinkel von 94° (resp. 86°) sind die Kalk resp. Natron enthaltenden Feldspate: Albit, Anorthit und deren isomorphe Mischungen, die Kalknatronfeldspate.

Kalinatronfeldspate.

Mikroklin.

Ist von der Zusammensetzung des Orthoklases, enthält aber stets Na_2O neben K_2O; seine Formel ist daher $(K, Na)_2 Al_2Si_6O_{16}$.

Der Mikroklin hat auch das Aussehen und sehr nahe die Krystall-

form dieses Minerals, es ist aber $P/M = 90^\circ\ 20'$, also keine Symmetrie mehr nach der Längsfläche M. $P/T = 112^\circ\ 25'$; $T/l = 118^\circ\ 31'$; $T/M = 119^\circ\ 11'$. Blätterbrüche wie beim Orthoklas, aber nach T leichter spaltbar, als nach l (Fig. 506), dem triklinen Krystallsystem entsprechend. Dieses tritt am deutlichsten hervor bei der optischen Untersuchung. Auf Plättchen in der Richtung von P (Spaltungsplättchen) verläuft eine Auslöschungsrichtung nicht wie beim Orthoklas in der Richtung P/M, sondern man beobachtet eine Auslöschungsschiefe von $+ 15^\circ$ bis 16° gegen diese Richtung. Auf Plättchen $\parallel M$ ist die Auslöschungsschiefe $+ 5^\circ$ gegen Kante P/M (Fig. 506) wie beim Orthoklas. Wiederholte Zwillingsbildung nach M wie bei den anderen Plagioklasen, nach dem Albitgesetz (pag. 623), ist sehr gewöhnlich, doch ist auf P selten die charakteristische Zwillingsstreifung in der Richtung der Kante P/M zu sehen. Diese Zwillingsbildung tritt aber deutlich hervor in Dünnschliffen im polarisierten Licht: feine Streifen verlaufen auf Schliffen nach der Basis P parallel mit dieser Kante und zeigen, daß der Krystall aus sehr dünnen Lamellen nach der Längsfläche polysynthetisch aufgebaut ist. Damit verbunden ist fast stets eine ähnliche bei den Plagioklasen häufig vorkommende Zwillingsbildung nach einem zweiten Gesetz, dem Periklingesetz (pag. 624): Zwillingslamellen in der ungefähren Richtung der Basis P sind in großer Zahl und äußerster Feinheit vorhanden und zeigen in Dünnschliffen u. d. M. ein zweites Streifensystem, das zu dem ersteren nahezu senkrecht steht. Es kommt so eine feine Gitterung zu stande, die bei anderen Feldspaten fehlt und für den Mikroklin sehr charakteristisch ist. Die größeren Mikroklinkrystalle sind in dieser Weise aus Zwillingslamellen in komplizierter Anordnung zusammengesetzt. Sie selbst bilden dann wieder makroskopisch sichtbare Zwillinge höherer Ordnung nach dem Karlsbader und dem Bavenoer, sowie zuweilen nach dem Manebacher Gesetz und verhalten sich auch in dieser Hinsicht wie Orthoklas. Nur selten fehlt dem Mikroklin jene Gitterstruktur, z. B. dem im Syenitgranit von Gasern bei Meißen. In beinahe allen Mikroklinen ist Albit ganz in derselben Weise in dünnen Lamellen eingewachsen wie im Orthoklas, mit dem er auch fast stets verwachsen ist. (*Mikroklinperthit*). Der Mikroklin gleicht dem Orthoklas äußerlich so, daß er nur durch genaue mikroskopisch-optische Untersuchung sicher erkannt und von diesem unterschieden werden kann, kommt auch ganz ebenso wie dieser vor und ist früher stets damit verwechselt worden. Deutliche Krystalle finden sich in den Gängen und Hohlräumen im Granit bei Lomnitz, Striegau u. a. O. in Schlesien, bei Arendal in Norwegen, (hier auch großblättrige Massen), Magnet-Cove in Arkansas (dieser enthält keinen Albit und Orthoklas eingewachsen), etc. Zum M. gehört auch der grüne *Amazonenstein*

vom Ural, vom Amazonenstrom, vom Pikes Peak in Colorado und von Grönland, sowie die kleinen Krystalle des *Chesterlith* im Kalk von Pennsylvanien. In derben mit Albit und besonders mit Orthoklas verwachsenen Körnern auch als Gemengteil in Graniten, Syeniten, Gneißen, etc. sehr verbreitet, dagegen ist glasiger Mikroklin entsprechend dem Sanidin in vulkanischen Gesteinen (Trachyten etc.) noch nicht beobachtet worden.

(Des Cloizeaux, Ann. chim. phys. ser. V, Bd. 9, 1876; Vergl. auch Klockmann und Beutell bei Orthoklas; Sauer und Ussing, Zeitschr. f. Kryst. XVIII, 1890, 192; Rinne, N. Jahrb. f. Min. etc. 1890, II, 66; Kloos, ibid. 1884, II, 87.)

Anorthoklas (Natronmikroklin). Natronreiche, trikline Kalinatronfeldspate: $(Na, K)_2 Al_2Si_6O_{16}$ ($Na : K = 2 : 1$ bis $4^1/_2 : 1$), denen meist auch ein kleiner Kalkgehalt (Beimischung von Anorthitsubstanz) nicht fehlt. Das Achsensystem ist in obiger Tabelle angegeben. Der Spaltungswinkel weicht kaum vom Rechten ab, wie beim Mikroklin, überhaupt ist die trikline Natur sehr versteckt. Bildet z. T. regelmäßige Krystalle, die manchmal, abweichend von denen anderer Plagioklase, nach der Achse *c* stark prismatisch verlängert sind. Vielfach Zwillinge, nach dem Albit- und auch nach dem Periklingesetz. G. = 2,58—2,60. H. = 6. Auslöschungsschiefe auf $P = + 1^0\,30' +$ bis $5^0\,55'$; auf $M = + 6^0$ bis $+ 9^0\,48'$. Werden z. T. durch Erhitzen monoklin, beim Erkalten wieder triklin (A. aus den Laven der Insel Pantelleria südl. von Sizilien). Kommen auch in den Augitsyeniten des südl. Norwegens vor. Wahrscheinlich ist der A. aber in zahlreichen Gesteinen verbreitet.

Typische Plagioklase.

Albit (Tetartin, Cleavelandit).

$Na_2Al_2Si_6O_{16} = Na_2O \,.\, Al_2O_3 \,.\, 6SiO_2$; 11,82 Na_2O, 19,56 Al_2O_3, 68,62 SiO_2, es ist der SiO_2-reichste Feldspat. Aber meist ist nicht blos Na_2O vorhanden, sondern, neben anderen unwichtigen Bestandteilen, wie MgO, Eisenoxyden etc., fast stets etwas und zwar bis zu 3% K_2O und eine kleine Menge CaO, beide in isomorpher Beimischung. Ganz CaO-freie Albite sind selten, z. B. der vom Kasbek im Kaukasus und von Lakous in Kreta.

Die Krystallform des Albits gibt Fig. 506 in schematischer Darstellung. Die Form entspricht fast ganz der Fig. 494 beim Orthoklas, aber *P* und *M* stehen hier nicht mehr aufeinander senkrecht, sondern es ist $P/M = 93^0\,36'$; korrespondierende Kanten auf beiden Seiten des Krystalls sind hier nicht mehr einander gleich und die Flächenverteilung ist rechts und links verschieden. So ist die Kante *M/x* nur auf einer Seite durch *o* abgestumpft, und wenn auch die andere Kante *M/x* abgestumpft ist, so ist diese zweite Abstumpfungsfläche von der ersten physikalisch verschieden. Es ist nämlich *o* etwas, wenngleich nicht sehr deutlich, spaltbar (Fig. 506), die entsprechende Fläche auf der anderen Seite (*v* unten, Fig. 507) dagegen nicht. Ebenso ist von den beiden Prismenflächen nur die eine *l* etwas blättrig, die andere *T* nicht. Die Fläche *M* kann

also hier nicht mehr Sym. Eb. sein, die Krystalle sind triklin; aber wie die Flächenwinkel, die ganze Flächenentwicklung und -Gruppierung und die ausgezeichneten Bl. Br. nach P (1. Bl. Br.) und M (2. Bl. Br.) zeigen, haben die Formen die größte Ähnlichkeit mit denen des monoklinen Orthoklases. An der Fig. 507 abgebildeten Kombination haben die Flächen des Albits die folgenden, denen des Orthoklases ganz analoge Symbole: $l = \infty P,'$ (110); $T = \infty,'P$ $(1\bar{1}0)$; $f = \infty P,'\breve{3}$ (130); $z = \infty,'\breve{P}3$ $(1\bar{3}0)$; $M = \infty P\breve{\infty}$ (010); $P = 0P$ (001); $x = ,P,\bar{\infty}$ $(10\bar{1})$; $y = 2,P,\bar{\infty}$ $(20\bar{1})$; $o = P,$ $(11\bar{1})$; $r = ,P$ $(1\bar{1}\bar{1})$; $e = 2,P'\breve{\infty}$ (021); $n = 2'P,\breve{\infty}$ $(0\bar{2}1)$. Die Querfläche fehlt beim Albit. Die wichtigsten Flächenwinkel sind: $PM = 93^\circ\ 36'$; $lT = 120^\circ\ 47'$; $Pl = 114^\circ\ 42'$; $PT = 110^\circ\ 50'$; $Ml = 119^\circ\ 33'$; $M'T = 119^\circ\ 40'$; $Pe = 136^\circ\ 50'$; $Pn = 133^\circ\ 14'$; $ne = 89^\circ\ 56'$; $xo = 152^\circ\ 40'$; $xr = 154^\circ\ 8'$. (Die Winkel Pe und Pn, xo und xr, Ml und $M'T$ etc. müßten bei monoklinen Feldspaten gleich sein, denn e entspricht der zweiten Fläche n, r der zweiten Fläche o eines monoklinen Orthoklases; hier beim triklinen Albit sind aber o und r, e und n verschiedene Flächen.) Ferner ist: $Mx = 93^\circ\ 39'$ (rechts) und $M'x = 86^\circ\ 21'$ (links); $Px = 127^\circ\ 43'$; $Py = 97^\circ\ 54'$ (obere Kante). Die Achsenelemente sind aus der obigen Tabelle zu ersehen. Der Habitus der Krystalle ist ein doppelter. Teils sind sie nach der Achse c ausgedehnt und tafelförmig nach M (Fig. 506, 507 etc.: Albittypus); oder sie sind nach der Achse b verlängert und nach P tafelig (Fig. 508: Periklintypus); P und x schneiden sich hier in einer horizontalen Kante, die nicht selten durch $r = \frac{4}{3},P,\bar{\infty}$ $(40\bar{3})$ schief abgestumpft ist; $rx = 166^\circ\ 49'$.

Fig. 506. Fig. 507. Fig. 508.

Einfache Albitkrystalle sind selten; sie finden sich z. B. im Magnetkies am Schneeberg im Passeier in Tirol. Meist bildet der Albit Zwillinge, und zwar nach verschiedenen Gesetzen, die z. T. eng mit dem Habitus zusammenhängen: 1. *Albitgesetz* besonders an Krystallen vom Albittypus. Zw. Fl. M (Fig. 509 und Fig. 510). In Fig. 509 ist der Krystall nach Achse c verlängert, in Fig. 510 stark verkürzt, so daß von den Prismenflächen T nur kleine Stücke übrig geblieben sind. Zwei Flächen T und T sind nach vorn, zwei Flächen l und l nach hinten gekehrt; am einen Ende machen die beiden Flächen P und P einen einspringenden Winkel parallel der Kante PM nach vorn: $PP = 2 \cdot 93^\circ\ 36' = 187^\circ\ 12'$ und die der beiden Flächen x und x.

resp. y und $\underline{y}$ einen solchen parallel M/x, resp. M/y nach hinten: $x/\underline{x} = 2 . 93^{0}\ 39' = 187^{0}\ 18'$. Am anderen Ende sind die entsprechenden ausspringenden Winkel; mit dieser Seite sind aber die Krystalle meist aufgewachsen, diese Seite ist also selten zu sehen. Manchmal sind beide Individuen über die Kante T/l hinaus fort- und kreuzweise durcheinander gewachsen, wie z. B. die Krystalle aus dem körnigen Dolomit vom Roc Tourné in Savoyen (Roc-Tourné-Zwillinge). Häufig sind nach den Flächen M mehr als zwei Individuen nach diesem Gesetz verbunden, z. B. in Fig. 511 deren vier, wo dann die aneinanderstehenden Flächen P resp. x der benachbarten Individuen abwechselnd aus- und einspringende Winkel bilden. Nicht selten sind einige dieser Individuen dünne Lamellen, noch häufiger ist der Krystall ganz aus dünnen Lamellen aufgebaut. Dann sieht ein solcher Zwilling aus wie ein einfaches Individuum mit einer ausgezeichneten geradlinigen Streifung auf dem Hauptblätterbruch P in der Richtung der Kante P/M. Diese Streifung ist außerordentlich charakteristisch für alle triklinen Feldspate, bes. auch für die derben Kalknatronfeldspate

Fig. 509. Fig. 510. Fig. 511. Fig. 512.

(pag. 632) (gestreifte Feldspate) im Gegensatz zum Orthoklas (glatter Feldspat) (vergl. auch (168)). Es ist selbstverständlich, daß beim monoklinen Orthoklas durch Verwachsung nach der Längsfläche kein Zwilling, also auch keine Zwillingsstreifung auf der Basis entstehen könnte. Diese Fläche ist hier Sym. Eb.; nach der Drehung des einen Individuums um 180° um die Zw. Achse (Achse b) würden beide Individuen wie vor der Drehung genau parallel sein. 2. *Karlsbader Gesetz.* Ist seltener und in verschiedener Weise von dem monoklinen auf den triklinen Feldspat übertragbar (vergl. 159)); u. a. so daß Zw. A. die Vertikalachse c. Häufig sind zwei Zwillinge nach dem Albitgesetz nach diesem Gesetz zu einem Zwilling höherer Ordnung verwachsen (Fig. 512). Hier ist auf der einen Seite der Zwillingsfläche der einspringende Winkel $P/\underline{P}$, auf der anderen Seite der einspringende Winkel $x/\underline{x}$; entsprechend sind einerseits zwei Flächen T, andererseits zwei Flächen l der beiden nach dem ersten Gesetz verwachsenen Zwillinge nach vorn gekehrt. 3. *Periklingesetz.* Zw. A. Achse b. Nach diesem Gesetz sind hauptsächlich Individuen des Periklintypus (Fig. 508) miteinander verbunden. Die beiden Individuen liegen schematisch so

gegeneinander, wie Fig. 262 zeigt (158). Sie sind aber nicht mit einer Fläche *P* verwachsen, denn dann würden an der Zwillingsgrenze die Berührungs- und Verwachsungsflächen beider Individuen sich nicht vollkommen decken können, sondern die Kanten des einen Individuums würden die entsprechenden des anderen z. T. kreuzen, wie PM und $\underline{P}\,\underline{M}$, oder sie würden über das andere Individuum herausragen, wie z. B. P,T (Fig. 262) über das untere Individuum. Eine vollkommene Berührung beider Individuen in der Verwachsungsfläche mit allen Kanten und Ecken findet nur statt, wenn die Verwachsung nach dem sog. **rhombischen Schnitt** geschieht, einer der Fläche *P* nahe liegenden Ebene *S* parallel der Achse *b*, welche so gerichtet ist, daß ihr Schnitt mit dem Vertikalprisma *Tl* ein Rhombus ist, d. h. daß die Schnittkanten derselben mit den beiden Achsenebenen *ac* und *bc* (entsprechend der Längs- und Querfläche am Krystall) aufeinander senkrecht stehen. Eine solche Fläche entspricht nicht einer möglichen Krystallfläche, die Zwillingskanten $M\underline{M}$, in welcher die Flächen *M* und $\underline{M}$ auf einer Seite einen sehr stumpfen einspringenden Winkel bilden, ist nicht parallel der Kante PM, sondern, wie auch der rhombische Schnitt *S* selbst, um 13—22° nach hinten hinabgeneigt (Fig. 513). Der Winkel σ, den *S* auf der Fläche *M* mit der Basis *P* macht, ist $= +13$ bis 22°. Auch nach diesem Gesetz ist wiederholte Zwillingsbildung und Durchwachsung der Individuen beobachtet; die Ausbildung ist auch häufig derart, daß in ein größeres einfaches Individuum nach diesem Gesetz eine oder mehrere keilförmige dünne Lamellen zwillingsartig eingelagert sind, welche man leicht an den einspringenden Winkeln auf *M* erkennt. An den über die Prismenflächen weggehenden Zwillingsgrenzen (Fig. 513) stoßen je *T* und $\underline{l}$ und *l* und $\underline{T}$ zusammen und machen stumpfe aus- und einspringende Winkel. In der Zwillingsgrenze stößt eine Fläche $\underline{P}$ auf eine Fläche *x*. Die Flächen *P* sind in beiden Individuen parallel. Andere Zwillingsgesetze sind, wie das Karlsbader, seltener. Nach dem Manebacher Gesetz (Zw. Fl. *P*) sind zuweilen zwei Periklinzwillinge zu einem Doppelzwilling verwachsen, auch das Bavenoer Gesetz (Zw. Fl. *n*) ist als Seltenheit beobachtet worden.

Fig. 513.

Die Bl. Br. des Albit sind schon angegeben, sie gehen parallel *P* und *M*, und weniger vollkommen parallel *l* und *o*. Spröde. H. = 6—6½. G. = 2,61—2,64; der reine Albit von Kasbek hat: G. = 2,618. Der Albit ist glasglänzend, auf *P* perlmutterglänzend und irisierend; durchsichtig bis durchscheinend, selten gefärbt, meist farblos, weiß. — D. Br. schwach: $\beta = 1{,}5331$ (g.). $\varphi < v$. Die optischen Verhältnisse sind derart, daß auf einem Plättchen parallel *P* die Auslöschungsrich-

tung nach der mit + bezeichneten Seite (Fig. 506) einen Winkel von 4° 30′ mit der Kante *P/M* macht; auf einem Plättchen nach *M* macht eine Auslöschungsrichtung nach der + Seite 19° mit der Kante *P/M*. Diese beiden Auslöschungsschiefen: + 4° 30′ und + 19° sind für den Albit charakteristisch (vergl. auch die Figuren und die Tabelle pag. 631). Ein in ähnlicher Weise wie der Mondstein (pag. 617) farbenspielender Albit ist der *Peristerit* aus einem Pegmatitgang im Gneiß von Perth in Kanada. Der A. schmilzt schwer v. d. L.; wird von *HF* vollkommen zersetzt, von anderen Säuren jedoch kaum angegriffen.

Krystalle des Minerals, sowohl die des eigentlichen Albits, als auch die des Periklins, stets nicht sehr groß, finden sich meist auf Spalten in den krystallinischen Silikatgesteinen (Gneißen, Graniten etc.) vornehmlich der Alpen aufgewachsen, bes. in Tirol und in der Schweiz, ferner bei Zöptau in Mähren mit Epidot, sowie im Harz, im Riesengebirge, bei Striegau in Schlesien, auf Elba, im Ural etc.; verbreitet auf Klüften zersetzter Plagioklasgesteine, so der Diabase des Harzes und des rheinischen Schiefergebirges in Hessen und Nassau. Bildet bei Schmirn in Tirol mit Kalkspat Drusen im Dolomit. Selten auf Erzgängen; hierher gehört der etwas abweichend ausgebildete *Zygadit* von Andreasberg im Harz. Der Periklin kommt in den Schweizer und Tiroler Alpen besonders auf Spalten im Chloritschiefer an vielen Stellen vor und ist nicht selten mit grünem Chlorit imprägniert. Selten sind im Kalk oder Dolomit eingewachsene ringsum ausgebildete Krystalle von Albit, so am Roc Tourné und am Col du Bonhomme in Savoyen, in den Pyrenäen; auch im Chloritschiefer der Alpen und im Magnetkies (pag. 623) finden sich zuweilen eingewachsene Albitkrystalle. Derb als Gesteinsgemengteil ist Albit nicht von erheblicher Bedeutung, findet sich aber in manchen Gneißen und sonstigen krystallinischen Schiefern, weniger in Graniten, Trachyten und anderen Eruptivgesteinen. Er zeigt dann auch die charakteristische Streifung der triklinen Feldspate auf *P* parallel der Kante *P/M* (168), welche durch Zwillingsverwachsung nach dem Albitgesetz entsteht. In der Zusammensetzung ist dem Albit nahe die ganz dichte *Adinole*, weiß bis grau, mit splittrigem Bruch, die als Diabaskontaktgestein verbreitet ist.

Mit Adular und Orthoklas ist Albit zuweilen regelmäßig verwachsen, und zwar so, daß beide eine Fläche *M* und die Vertikalachse *c* (Kante *T/M*) gemein haben. Die Albitkrystalle sitzen meist auf den Flächen *T* des Orthoklases auf und zwar so, daß die auf der rechts gelegenen Fläche $T = 110$ aufgewachsenen Albite zu den auf der links gelegenen Fläche $T = 1\bar{1}0$ aufgewachsenen in Zwillingsstellung nach dem Albitgesetz sich befinden; häufig bildet der Albit dabei eigentümliche hahnenkammartige Gruppen, wie in den Drusen im Granit von Hirschberg etc. im Riesengebirge, bei Baveno am Lago Maggiore etc. Dieselbe Ver-

wachsung zeigt auch der Perthit (pag. 618). In ähnlicher Weise ist Orthoklas auf Albit aufgewachsen, aber selten (Marschendorf in Mähren).

Der Albit findet sich vielfach als Neubildung; zuweilen als Pseudomorphose nach anderen Mineralien.

(G. v. Rath, Sitzgsber. Berl. Ak. 1876, 147 (auch die Krystallformen anderer trikliner Feldspate berücksichtigend); Pogg. Ann. Erg.-Band V, pag. 425; G. Rose, Gilb. Ann. 1823 und Pogg. Ann. Bd. 125 pag. 129; F. E. Neumann, Abh. Berl. Ak. 1830; Brezina, Tschermaks Min. Mittlgn. III, 19, 1873; Rumpf, ibid. IV, 97, 1874; Bärwald, Ztschr. f. Kryst. Bd. VIII; Viola, ibid. XXXII, 1900, 305, XXX, 1898, 417; Becke, Min. u. petr. Mittlgn. XIX, 1900, 321 und XX, 1900, 55.)

Anorthit (Christianit).

$CaAl_2Si_2O_8 = CaO \, . \, Al_2O_3 \, . \, 2SiO_2$; 20,10 CaO, 36,82 Al_2O_3, 43,08 SiO_2; meist etwas Na_2O, K_2O, MgO, Fe_2O_3 etc.; kleine Mengen H_2O deuten auf beginnende Verwitterung. Die triklinen Krystalle (Achsenelemente in der Tabelle pag. 612) sind sehr ähnlich denen des Albits. Ein flächenreicher einfacher Krystall ist Fig. 514 abgebildet, an welchem außer den am Albitkrystall Fig. 507 vorhandenen und mit denselben Buchstaben bezeichneten Flächen noch vorhanden sind: die Querfläche $k = \infty P\overline{\infty}$ (100), welche hier häufig ist, während sie beim Albit fehlt; $r = 6{,}P'\breve{\infty}$ (061); $h = \frac{2}{3}{'}P{,}\breve{\infty}$ $(02\bar{3})$; $t = 2{'}P'\overline{\infty}$ (201); $m = P'$ (111); $a = {'}P$ $(1\bar{1}1)$; $\mu = 4{,}\overline{P}2$ $(4\bar{2}\bar{1})$. Einige Winkel sind: $T/l = 120^\circ 30'$; $P/M = 94^\circ 10'$ (über e); $P/k = 116^\circ 3'$; $P/l = 114^\circ 7'$; $P/T = 110^\circ 40'$; $P/x = 128^\circ 34'$; $P/y = 98^\circ 46'$. P ist auch hier der erste, M der zweite Bl. Br. Die Krystalle sind teils kurze Prismen (Fig. 514), teils sind sie ähnlich wie der Periklin nach P tafelförmig. Zwillinge sind auch hier die gewöhnlichste Erscheinung, besonders nach dem Albitgesetz, oft mit mehrfacher, sogar mit sehr häufiger Wiederholung, so daß auf der Spaltungsfläche P die eigentümliche Streifung trikliner Feldspate entsteht (168). Dies ist hauptsächlich bei dem derben als Bestandteil mancher Gesteine vorkommenden A. der Fall. Auch das Periklingesetz kommt hier ganz ähnlich vor, wie beim Albit, wobei der rhombische Schnitt, entgegengesetzt wie beim Albit, um 18° nach vorn gegen P herabgeneigt ist (pag. 625, $\measuredangle\, \sigma = -18^\circ$). Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetze (Zw. A. c) und nach einem vierten, wo die in M liegende Normale zur Vertikalachse c Zw. A. ist, sind selten. Die charakteristische Auslöschungsschiefe auf P ist hier: — 37°, auf M: — 36° (vergl. Albit, Fig. 506, und pag. 631). Der A. ist durchsichtig bis durchscheinend, farblos und wasserhell oder trübe gefärbt, bläulich, gelblich, rötlich, rosenrot etc. Glasglänzend, manchmal etwas ins Fette. Spröde, H. = 6; G. = 2,7—2,8. Schmilzt schwer, wird von HCl unter Ausscheidung schleimiger Kieselsäure leicht zersetzt. Findet sich teils

Fig. 514.

in auf- und eingewachsenen Krystallen, teils in derben körnigen Stücken als Gemengteil mancher sehr basischer Silikatgesteine, sowie als Kontaktmineral.

Aufgewachsene Krystalle auf Blasenräumen im Basalt der Cyklopeninseln bei Catania (*Cyklopit*), bei Viterbo und im Albanergebirge. Besonders schöne wasserhelle Kryställchen in den Auswürflingen der Somma, größere trübe z. T. fleischrote als Kontaktgebilde am Monzoni in Südtirol. Eingewachsen im körnigen Kalk (der etwas verwitterte blaßrote *Amphodelit* von Lojo in Finnland und der rosenrote *Rosit* oder *Rosellan* von Åker etc. in Südermanland). Im Magnetkies von Tunaberg in Schweden und von Lojo und Orijärfvi in Finnland die grünen Krystalle des *Lepolith* und des etwas verwitterten *Linseit* (Lindsayit). Als Gemengteil mancher Diorite (z. B. Kugeldiorit von Korsika und Diorit des Bergs Yamaska in Kanada), in manchen Diabasen und besonders in manchem Norit und Gabbro, zumal dem Olivin führenden (Radautal im Harz, Neurode in Schlesien, Hammerfest und Drontheim in Norwegen), in vielen Basalten, sowie in Andesiten (Aranyerberg in Siebenbürgen, Aphroessa-Lava in Santorin, in Island z. B. in der Thjorsa-Lava der Hekla, sog. *Thjorsauit*). Auch in manchen Amphiboliten. In Gesteinen verbreiteter als Albit, aber weitaus weniger als die Kalknatronfeldspate. Findet sich auch in einigen Meteoriten z. B. denen von Juvenas und Stannern.

Zum Anorthit gehören noch als teilweise schon verwitterte Varietäten: der rote *Polyargit* aus dem Syenit von Tunaberg in Schweden, der *Tankit* von Arendal, der *Esmarkit* von Bräkke in Norwegen, der rote *Latrobit* (Diploit) von Grönland. Endlich der feinkörnige weiße *Indianit*, das Muttergestein des Korunds von Karnatik in Indien, sowie der *Barsowit*, weiße körnige Geschiebe, in einer Goldseife an der Borsowka bei Kyschtim im Ural, auch anstehend und ebenfalls das Muttergestein von Korund und anderen Mineralien.

(G. vom Rath, Pogg. Ann. 138, pag. 449 und 147, pag. 22; v. Kokscharow, Materialien, Bd. 4, pag. 250; Klein, Sitzgsber. Berl. Akad. 1899, 346; Viola, Zeitschr. f. Kryst. XXXI, 1899, 484; Becke, Min. u. petr. Mittlgn. XIX, 1900, 201 u. 243; Sitzgsber. Wien. Akad. CVIII, 1899, pag. 1.)

An dem Anorthit schließt sich an der

Danburit. $CaB_2Si_2O_8 = CaO.B_2O_3.2SiO_2$, also ganz analog wie A. zusammengesetzt und daher früher auch für einen dem A. entsprechenden Borfeldspat gehalten. Die Krystallform ist aber nicht feldspatartig, sondern rhombisch und sehr ähnlich der des Topases. Er findet sich in aufgewachsenen, prismatischen, glänzenden, farblosen bis bräunlichen Krystallen mit H. = 7 und G. = 2,9—3,0 im Dolomit von Danbury in Connecticut, in einem granitischen Gestein bei Russel in New-York und auf Rauchquarz im Gneiß am Skopi in Graubünden, sowie als Seltenheit in trachytischen Auswürflingen bei Viterbo. Er wird von HCl kaum angegriffen.

(Schuster, Tschermaks Min. u. petr. Mittlgn. V, 1883, 397 u. VI, 1884, 301; E. S. Dana, Americ. Journ. XX, 1880; Grünhut, siehe Topas.)

Etwas *Ca*-reicher als Anorthit ist:

Guarinit. $Ca_2Al_2Si_2O_9 = 2CaO.Al_2O_3.2SiO_2$; früher für ein Titanat von

der Zusammensetzung des Titanits mit etwas Ce_2O_3, Y_2O_3 (?) und Alkalien gehalten. Krystallographisch und optisch dem Danburit ähnlich. Kleine glänzende gelbe dünntafelförmige Kryställchen in manchen Silikatauswürflingen der Somma am Vesuv. (Zambonini, Centralbl. f. Min. etc. 1902, pag. 524.)

Kalknatronfeldspate.

Wir haben oben gesehen, daß die Kalknatronfeldspate aufgefaßt werden als isomorphe Mischungen von Albit und Anorthit in wechselnden Verhältnissen. Wenn auch schon früher gelegentlich diese Ansicht geäußert worden ist (z. B. von Hessel, vergl. Lemberg, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 43, 1891, pag. 24), so war doch der Wiener Mineraloge Gustav Tschermak der erste, der sie ganz klar erkannte und begründete. Man nennt daher diese Auffassung von der Zusammensetzung der Kalknatronfeldspate die Tschermaksche Feldspattheorie.

Daß die genannten beiden Mineralien einander in der Krystallform so ähnlich sind wie irgend welche isomorphe Körper, zeigt obige Beschreibung der Krystalle und die Vergleichung der Winkel derselben. Die chemischen Formeln beider scheinen allerdings auf den ersten Blick nicht übereinstimmend, Albit und Anorthit werden aber atomistisch gleichartig (284), wenn man die Formel des letzteren verdoppelt oder die des ersteren halbiert. Tschermak schreibt also:

$$\text{Albit} = Ab = Na_2Al_2Si_6O_{16} = Na_2Al_2Si_2Si_4O_{16} \text{ oder } NaAlSi_3O_8.$$
$$\text{Anorthit} = An = Ca_2Al_4Si_4O_{16} = Ca_2Al_2Al_2Si_4O_{16} \text{ oder } CaAl_2Si_2O_8,$$

wobei dann die Atome, aber nicht durchaus solche von gleicher Wertigkeit, eins fürs andere sich vertreten. Der Ca-freie Albit enthält 68,6 SiO_2, der Na-freie Anorthit hat nur 43,0 SiO_2, es muß daher in einer solchen Mischung mit von 43,0 bis 68,6 % stetig steigendem SiO_2Gehalt gleichzeitig auch der Na_2O-Gehalt von 0 bis 11,8 % stetig zu- und ebenso der CaO-Gehalt von 20,1 bis 0 % stetig abnehmen und umgekehrt. Dies ist auch in der Tat zu konstatieren, wenn man alle richtigen Plagioklasanalysen von reinem und frischem Material, nach dem SiO_2-Gehalt geordnet, hintereinander schreibt.

Jede solche Analyse läßt sich, ohne daß ein Rest bleibt, berechnen als eine Mischung von Albit und Anorthit nach der Formel $mAb + nAn$, wo Ab und An je ein Molekül Albit und Anorthit in obigem Sinne darstellt und wo für m und n jede beliebige Zahl (inkl. 0) stehen kann. Früher hatte man einige besonders häufig vorkommende Mischungsverhältnisse für feste und konstante Verbindungen gehalten, daraus Formeln berechnet und die betreffenden Mineralien mit besonderen Namen belegt, so den Na_2O-reichen Oligoklas, den Ca-reichen Labradorit und andere; die Zwischenstufen von intermediärer Zusammensetzung wurden als durch Verwitterung oder Verunreinigung

mittels beigemengter fremder Körper hervorgebracht angesehen. Jene Namen sind auch heute noch im Gebrauch, aber sie bezeichnen jetzt nicht ganz bestimmte feste Formeln, sondern innerhalb gewisser Grenzen schwankende Mischungsverhältnisse der genannten Grundverbindungen. Man nennt jetzt *Oligoklas* die Mischungsverhältnisse vom reinen Albit *Ab* bis zu Ab_3An_1, d. h. 3 Mol. *Ab* auf 1 Mol. *An*; *Andesin* die von Ab_3An_1 bis Ab_1An_1; *Labradorit* die von Ab_1An_1 bis Ab_1An_3 und *Bytownit* die von Ab_1An_3 bis zum reinen Anorthit. Man pflegt die SiO_2-reichen Feldspate kurz als die sauren, die andere als die basischen zu bezeichnen.

In der folgenden von Tschermak berechneten Tabelle ist die theoretische Zusammensetzung der oben erwähnten Grenzmischungsverhältnisse im Vergleich mit der des Albit und Anorthit angegeben, ebenso auch die entsprechenden spezifischen Gewichte, welche von dem des Albit ganz allmählich bis zu dem des Anorthit steigen, und welche ebenfalls aus dem spez. Gewicht des Albit und Anorthit und aus dem Mischungsverhältnis sich berechnen lassen, wie dies für den *CaO*- und Na_2O-Gehalt aus dem SiO_2-Gehalt und umgekehrt möglich ist. Zwei Reihen geben den Prozentgehalt der verschiedenen Mischungen an Albit und Anorthit.

	Oligoklas	Andesin	Labradorit	Bytownit	
	Ab (Albit)	Ab_3An_1	Ab_1An_1	Ab_1An_3	*An* (Anorthit)
SiO_2	68,6	61,9	55,4	49,1	43,0
Al_2O_3	19,6	24,2	28,5	32,8	36,9
CaO	—	5,2	10,4	15,3	20,1
Na_2O	11,8	8,7	5,7	2,8	—
Albit	100	73,8	48,5	23,9	0
Anorthit	0	26,2	51,5	76,1	100
G	2,624	2,659	2,694	2,728	2,758.

Danach hat also der Oligoklas 61,9—68,6 % SiO_2, der Andesit 55,4 – 61,9 % SiO_2 u. s. w.

(Tschermak, Sitzgsber. Wiener Ak. Bd. 50, 1864 und Bd. 112, 1903; G. vom Rath, Pogg. Ann. 144, pag. 219 und Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. Bd. 27, 295 (1875); Rammelsberg, ibid. 1866, 1872; Bunsen, Ann. Chem. 4. Suppl. Bd. 1866, pag. 188.)

Zwischen Albit und Oligoklas wird zuweilen ein *Oligoklas-Albit*, etwa Ab_6An_1, eingeschoben.

Wie Oligoklas, Andesin u. s. w. in Bezug auf die chemische Zusammensetzung und das spezifische Gewicht zwischen Albit und Anorthit stehen, so tun sie dies auch in jeder anderen Beziehung, und zwar ist die Mischung derjenigen Endverbindung *Ab* oder *An* am ähnlichsten, der sie in der Zusammensetzung am nächsten steht. So wird Albit durch Säuren kaum angegriffen, Oligoklas schon etwas

mehr, noch stärker Labrador, Bytownit wird fast schon ebenso vollkommen zersetzt wie Anorthit. Auch die optischen Verhältnisse zeigen einen stetigen Übergang zwischen den beiden Endgliedern, wie die folgende Tabelle der Auslöschungsschiefen auf *P* und *M* zeigt, und ebenso die Lage des rhombischen Schnitts. Bezüglich der + und — Werte der Auslöschungsschiefen etc. siehe Fig. 506, sowie Fig. 515 und 516 für die Flächen *P* und *M* speziell.

Fig. 515. Fig. 516.

In der Tabelle steht unter I das Mischungsverhältnis, unter II und III die Auslöschungsschiefe auf *P* und *M* und unter IV die Neigung des rhombischen Schnitts auf *M* gegen die Kante *P*/*M*, (∢ σ, pag. 625).

	I.	II.	III.	IV.
		Auslöschungsschiefe		σ
Albit	*Ab*	auf $P = + 4^\circ 30'$,	auf $M = + 19^\circ$	. . $+ 13^\circ$
Oligoklas . .				
	Ab_3An_1 . .	„ $P = + 1^\circ 4'$,	„ $M = + 4^\circ 36'$	. . $+ 4^\circ$
Andesin . . .				
	Ab_1An_1 . .	„ $P = - 5^\circ 10'$,	„ $M = - 16^\circ$	. . $- 2^\circ$
Labradorit .				
	Ab_1An_3 . .	„ $P = - 17^\circ 40'$,	„ $M = - 29^\circ 38'$	. . $- 9^\circ$
Bytownit . .				
Anorthit. . .	*An* . .	„ $P = - 37^\circ$,	„ $M = - 36^\circ$	. . $- 18^\circ$.
		(vrgl. Fig. 515)	(vrgl. Fig. 516)	

Schuster, Tschermaks Min. Mittlgn. III, 1881 und V, 1882; Des Cloizeaux, Bull. soc. min. de France VI, 1883; Fouqué, ibid. XVII, 1894; Michel-Lévy, Études sur la détermination des feldspats dans les plaques minces, Paris 1894 und 1896;

Becke, Min. u. petr. Mittlgn. XIV, 1894, 415; v. Fedorow, Zeitschr. f. Kryst. XXVI, XXVII, XXIX, 1896—98.)

Diese gemischten Plagioklase sind z. T. wenigstens sehr viel verbreiteter als Albit und Anorthit für sich. Sie sind aber meist nicht deutlich auskrystallisiert, sondern bilden derbe Gemengteile mancher Gesteine. Sie lassen sich als Plagioklase leicht daran erkennen, daß diese derben Körner in den Gesteinen fast stets nach dem Albitgesetz verwachsene polysynthetischeZwillinge bilden, so daß auf der Basis *P* die charakteristische geradlinige Zwillingsstreifung in der Richtung der Kanten *P/M* zu sehen ist (gestreifte Feldspate, pag. 624). Durch bloßes Ansehen lassen sich aber die einzelnen Kalknatronfeldspate im allgemeinen nicht unterscheiden, sondern nur durch die optische oder chemische Untersuchung (Verhalten gegen *HCl* etc.). Bei beginnender Verwitterung wird allerdings die Streifung an der Oberfläche leicht undeutlich und verschwindet endlich ganz; im Dünnschliff aber läßt sich meist diese Zwillingsbildung an ausgezeichneter Bänderung in der Richtung der Kante *P/M* erkennen, die im polarisierten Licht unter dem Mikroskop farbig hervortritt, und die einen Plagioklas von dem sonst sehr ähnlichen Orthoklas unterscheiden läßt. Wie die Streifung auf *P*, so verschwinden infolge der Verwitterung häufig auch die Blätterbrüche mehr oder weniger vollständig in den derben Plagioklasen der Gesteine, besonders in den basischen, dem Anorthit, Bytownit etc. Zuweilen unterscheidet man von den in den älteren plutonischen Gesteinen vorkommenden trüben, etwas angewitterten, „frischen" *Plagioklasen* im engeren Sinne die in den jüngeren vulkanischen Gesteinen sich findenden, dem Sanidin entsprechenden „glasigen" unter dem Namen *Mikrotin*. Verwittern zu Epidot, Glimmer, Kaolin etc.

Im folgenden sind die speziellen Verhältnisse der einzelnen Kalknatronfeldspate angegeben. Die Krystallformen ergeben sich aus dem beim Albit und Anorthit erwähnten und aus den obigen allgemeinen Bemerkungen; die Zusammensetzung, die Achsensysteme, die Auslöschungsschiefen auf *P* und *M*, sowie die Lage des rhombischen Schnittes sind in den obigen Tabellen angeführt und werden daher hier nicht wiederholt.

Oligoklas-Albit. Albite mit einem relativ großen Kalkgehalt (ca. $2\frac{1}{2}$ % CaO), ungefähr von der Formel: Ab_6An_1, die zwischen dem reinen Albit und dem eigentlichen Oligoklas stehen, werden zuweilen unter diesem besonderen Namen unterschieden. Auslöschungsschiefe auf $P = +2°$, auf $M = +12°$. Hierher der nach beiden Prismenflächen spaltbare Feldspat von Wilmington, Delaware und die wasserklaren Spaltungsstücke von Soboth in Steiermark, sowie der sog. *Olafit* aus dem Gneiß von Snarum in Norwegen, z. T. in Pseudomorphosen nach Skapolith.

Oligoklas (Natronspodumen) (vergl. pag. 630, 631).

Ab bis Ab_3An_1; enthält zwischen 61,9 und 68,8 SiO_2. Findet sich nur selten in deutlichen Krystallen. Aufgewachsene wasser-

helle, meist nach dem Albitgesetz verbundene Zwillinge in den Sommaauswürflingen, und häufiger trübe, hellgefärbte, in einer dem Periklin ähnlichen Ausbildung mit Epidot, im Kalkspat etc. in den Gängen von Arendal in Norwegen. Eingewachsen im Magnetkies von Bodenmais. Außerordentlich verbreitet ist dagegen der Ol. in derben Körnern, in allen möglichen, besonders sauren Silikatgesteinen: im Gneiß, Granit, Syenit neben Orthoklas, im Diorit, Porphyrit etc. ohne diesen. Er ist meist farblos oder grünlich gefärbt, selten rot, welche Farbe in den Gesteinen dem Orthoklas eigentümlich zu sein pflegt, verwittert meist auch leichter als dieser, so daß man gewöhnlich beide Feldspate unschwer unterscheiden kann, auch wenn die Verwitterung die Streifung undeutlich gemacht hat. Zuweilen, z. B. in dem Rapakiwi genannten finnischen Granit, ist der rote Orthoklas von einer grünen Oligoklasrinde umhüllt, welche mit dem Orthoklas ebenso parallel verwachsen ist, wie der Albit mit dem Orthoklas (siehe pag. 626). In vulkanischen Gesteinen, Trachyten, Andesiten, Basalten etc. findet man den Ol. in der Varietät des Mikrotin. Ol. schmilzt etwas leichter als Orthoklas und Albit, und wird von Säuren etwas leichter angegriffen. Ein bemerkenswertes derbes Vorkommen von Ol. ist der *Sonnenstein* aus dem Kersanton von Tvedestrand in Norwegen, in welchem kleine Eisenglanzschüppchen, parallel mit dem sehr schön gestreiften Blätterbruch P eingewachsen, ein rötliches Farbenspiel hervorbringen. (G. vom Rath, Pogg. Ann. 138. 464.)

Andesin (vergl. pag. 630, 631).

Ab_3An_1 bis Ab_1An_1; 61,9—55,4 SiO_2. Weniger verbreitet als Oligoklas, so in manchen Andesiten der Anden und Ungarns etc. und in manchen Basalten: ferner in manchen Dioriten, in dem Tonalit der Adamellogruppe in den Tiroler Alpen etc., bisher fast nur derb; als Seltenheit in wasserhellen Krystallen auf einer Druse in einem Sommaauswürfling aufgewachsen. Schmilzt erheblich leichter als Albit und wird von Säuren leichter angegriffen.

Labradorit (Labradorfeldspat) (vergl. pag. 630, 631).

Ab_1An_1 bis Ab_1An_3: 55,4—49.1 SiO_2. Ist wieder verbreiteter und zwar vorzugsweise in basischen Silikatgesteinen, besonders im Gabbro, im Norit und in manchen Dioriten, Diabasen, Andesiten, Basalten etc. Selten in deutlich ausgebildeten Krystallen, so in den Aschen der Mti. Rossi am Ätna, im Quarzandesit von Verespatak in Siebenbürgen etc. Der L. bildet Zwillinge nach verschiedenen Gesetzen, bes. nach dem Albitgesetz, auch nach dem Periklingesetz; häufig sogar nach beiden Gesetzen gleichzeitig, so daß an derben Stücken Zwillingsstreifung auf beiden Bl. Br. P und M entsteht: an

den Krystallen von Verespatak ist sogar zuweilen gleichzeitig das Albitgesetz, das Karlsbader und das Bavenoer Gesetz zu beobachten. Der L. ist farblos, grau, braun etc., selten durchsichtig. Berühmt ist besonders der L. mit dem ausgezeichneten Farbenspiel (Labradorisieren, Farbenwandlung) in blauen, roten, gelben und grünen brennenden Farben, die im Gegensatz zum labradorisierenden Feldspat (Orthoklas) (pag. 616) hauptsächlich auf M und auf einer Fläche x hervortreten, welche, die Kante M/x abstumpfend, dieselbe Lage hat, wie o am Albit (Fig. 507). Dies ist beim Schleifen des Labradorits zu Schmuckgegenständen zu berücksichtigen, auf anders gerichteten Flächen ist das Farbenspiel schwach oder fehlt ganz. Die Erscheinung geht von dünnen Plättchen eines fremden Minerals aus, die in diesen Richtungen im farbenspielenden Labrador eingeschlossen sind. Sie findet sich übrigens nur an wenigen Vorkommnissen des L., so vorzugsweise auf den an verschiedenen Stellen der Küste von Labrador, bes. bei Nain und auf der gegenüberliegenden St. Paulsinsel als Gerölle neben nicht farbenspielendem Labradorit vorkommenden derben Massen, sodann in Kanada, in Ingermanland, bei Ojamo in Finnland, bei Kiew etc. Nicht farbenspielender, meist grauer, trüber L. findet sich in den oben genannten Gesteinen an vielen Orten, u. a. gehört hierher der Feldspat aus dem Närötal bei Gudwangen am Sognefjord in Norwegen, der in der Geschichte der Tschermakschen Theorie eine gewisse Rolle gespielt hat. Der L. schmilzt leichter als Oligoklas und wird von HCl fast vollständig zersetzt.

(Tschermak, Min. Mittlgn. Bd. IV u. V; Reusch, Pogg. Ann. 120; Schrauf, Sitzgsber. Wiener Ak. 60; Vogelsang, Archives neerland., Bd. III, 1868; Viola, Zeitschr. f. Kryst. XXXIV, 1901, pag. 171.)

Bytownit (vergl. pag. 630, 631).

$Ab_1 An_3$ bis An_1; 49,1—43,0 SiO_2, ca. 96% An. Hierher gehören einige Feldspate, welche man früher Anorthit nannte, so der derbe und auf Drusen auch auskrystallisierte aus dem sog. Forellenstein von Volpersdorf in Schlesien (mit Hornblende), der aus dem Gabbro des Radautals im Harz und der in isländischen Andesiten zum Teil etc. Das ursprünglich B. genannte Mineral von Bytown in Kanada ist sehr stark verunreinigt.

(Websky, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 16, 1864, 530; Zirkel, Tschermaks Min. Mittlgn. I, 1872, pag. 61.)

Saussurit ist eine sehr zähe, dichte, weiße oder grünliche Masse, welche in manchen Gabbros sich findet und zuweilen eine feldspat- und zwar labradoritähnliche Zusammensetzung zeigt. Man hat es hier jedenfalls mit einer unreinen Substanz, wahrscheinlich einem metamorphen oder pneumatolytischen Umwandlungsprodukt des Feldspats zu tun. Manchmal stellt die Masse ein Gemenge von Plagioklas mit Zoisit oder mit Skapolith dar. Bruch uneben, splitterig. G. = 2,65—3,36. H. = 6 und 7. Korsika, Gegend von Genua, am Genfer See in Geröllen etc.

Milarit. $HKCa_2Al_2Si_{12}O_{30} = (H, K)_2O . 2CaO . Al_2O_3 . 12SiO_2$; mit 72,68 SiO_2. Scheinbar hexagonale lange Prismen, die aber durch Drillingsbildung aus rhombischen Individuen entstanden sind. G. = 2,59. H. = $5^1/_2$—6. Durchsichtig, durch Erhitzen einachsig. Farblos, stark glasglänzend, im Val Giuf bei Ruäras in der Schweiz auf Drusen im Granit. Erst in der Glühhitze geht Wasser weg. (Ludwig, Tschermaks Min. Mittlgn. VII, 347; Rinne, N. Jahrb. f. Min. 1885, II, 1.)

Als besonders kieselsäurereich schließt sich noch hier an:

Eudidymit. $HNaBeSi_3O_8 = (H, Na)_2O . BeO . 3SiO_2$ mit 73,44 SiO_2; farblose, durchsichtige bis durchscheinende monokline, nach der Basis taflige und vielfach verzwillingte Krystalle, sehr selten im Eläolithsyenit des südl. Norwegens und in Grönland. Ebendort auch der farblose rhombische *Epididymit* von derselben Zusammensetzung und mit jenem zuweilen verwachsen; beide mit demselben spez. Gew. = 2,548.

Feldspatähnliche Mineralien.

(Leucit. Nephelingruppe, Sodalithgruppe, Skapolithgruppe.)

Alkali-Tonerde-Silikate, wie die Feldspate; vertreten diese in vielen Gesteinen ganz oder teilweise.

Leucit (Amphigen).

$K_2Al_2Si_4O_{12} = K_2O . Al_2O_3 . 4SiO_2$ mit 54,97 SiO_2, 23,50 Al_2O_3, 21,53 K_2O, meist mit etwas Na_2O.

Der Leucit krystallisiert in Formen (Fig. 517), welche dem regulären Ikositetraeder $2O2$ (211) sehr nahe stehen und welche man auch früher für wirkliche Ikositetraeder (Leucitoeder) gehalten hat. Man hat dann später gefunden, daß die Krystalle nicht die Symmetrie des regulären Systems haben, und schrieb ihnen diejenige des quadratischen Systems zu, so daß die Flächen o als P (111) und i als $4P2$ (421) aufgefaßt wurden. Die Winkelmessungen ergaben nämlich im Mittel: $o:o = 130°\ 3'$ (E. K.) und $i:i = 131°\ 49'$ (S. K.); während beim Ikositetraeder diese beiden Winkel = 131° 48′ 37″ sein müßten. Zwillingsbildungen nach den selten als Begrenzungsflächen auftretenden Flächen $u = 2P\infty$ (201), welche die Ecken ($iioo$) abstumpfen, sind sehr häufig. Dünne Lamellen sind nach diesen Flächen den Krystallen oft in großer Zahl eingelagert; sie bilden auf den Flächen o und i aus- und einspringende Winkel und eine mehr oder weniger feine Parallelstreifung, wie sie bei den Plagioklasen auf der Fläche P zu sehen ist. Am Ikositetraeder wäre eine solche Fläche u eine Granatoederfläche und könnte daher nicht Zwillingsfläche sein; die Zwillingsverwachsung nach dieser Fläche ist also für sich allein schon ein Beweis gegen die reguläre Form des Leucits. Nun hat man aber beobachtet, daß auch nach den beim Ikositetraeder ebenfalls als Granatoederflächen aufzufassenden Flächen ∞P (110), welche die Ecken ($iiii$)

Fig. 517.

unter den Flächen o abstumpfen würden, solche Zwillingslamellen in ganz derselben Weise wie nach u eingelagert sind. Diese Flächen würden an einem quadratischen Krystall dem ersten Prisma entsprechen, dessen Flächen als Symmetrieebenen ebenfalls nicht Zwillingsflächen sein können. Daher kann der Leucit keine höhere Symmetrie als die des rhombischen Systems haben, aber mit sehr großer Annäherung der Formen an das reguläre. Später wurde der Leucit durch Winkelmessung als rhombisch erkannt. Die Kombination Fig. 517 wird dann von drei rhombischen Oktaedern gebildet: $o = P$ (111) und $i = 4\bar{P}2$ (421) und $4\breve{P}2$ (241).

Höchst merkwürdig ist das Verhalten des Leucit in der Hitze; er wird über 500° vollkommen isotrop und gleichzeitig verschwinden die Zwillingsstreifen auf den Flächen o und i, so daß bei dieser Temperatur das Mineral vollkommen regulär ist. Beim Erkalten wird er wieder doppeltbrechend und seine Zwillingslamellen erscheinen wieder, allerdings nicht notwendig mehr genau in derselben Weise, wie vorher, aber genau nach demselben Gesetz. Der Leucit ist also enantiotrop dimorph (282). Über 500°, seiner Entstehungstemperatur in vulkanischen Gesteinen entsprechend, ist er regulär; bei der Abkühlung geht er in eine bei niederer Temperatur stabile rhombische Modifikation über. Die Leucitoederform Fig. 517 ist eine mimetische, pseudoreguläre Grenzform (171).

V. d. L. unschmelzbar. Durch Säuren unter Abscheidung schleimiger Kieselsäure vollkommen zersetzt. Kein Bl. Br., Bruch muschlig; spröde; H. = $5\frac{1}{2}$—6; G. = 2,45—2,50. Farblos, gelblich, graulich, glasglänzend, auf den Bruchflächen etwas ins Fette; durchscheinend, selten durchsichtig; + D. Br. sehr schwach. $\omega = 1{,}508$; $\varepsilon = 0{,}509$.

Findet sich fast ausschließlich in vulkanischen, von der Tertiärzeit ab gebildeten Gesteinen, auch in rezenten Laven, vorzugsweise in Europa, auf welchen Weltteil man das Mineral früher beschränkt glaubte. Wenig verbreitet in plutonischen Gesteinen von höherem als tertiärem Alter. Selten aufgewachsen in durchsichtigen Krystallen als Sublimationsprodukt vulkanischer Gase auf Hohlräumen von Auswürtlingen der Somma. Sehr häufig eingewachsen, meist trübe, mit zahlreichen mikroskopischen Zwillingslamellen und nicht selten parallel den Krystallflächen in Zonen gruppierten Einschlüssen von Magneteisenkörnern, Glas und Schlacke etc.; meist ringsum schön auskrystallisiert, von Nußgröße bis zu mikroskopischer Kleinheit, in Leucitophyren, Phonolithen, Leucittephriten, Leucitbasalten etc., meist in Begleitung von Feldspaten und Nephelin. Größere Leucitkrystalle, häufig halb lose im Gestein sitzend, finden sich z. B. an mehreren Orten am Vesuv in älteren Laven, im Albaner Gebirge und an der Rocca monfina, in eben solchen, im Leucitophyr von Rieden am Laacher See, in

Gesteinen des Kaiserstuhls im Breisgau etc. Zuweilen werden auch lose Leucitkrystalle von den Vulkanen ausgeworfen, so z. B. 1855 vom Vesuv. Mikroskopisch kleine Leucite enthalten alle Laven am Vesuv, im Albaner Gebirge und anderen Vulkanen in der Gegend von Rom, viele vulkanische Gesteine des Laacher Seegebiets und des Kaiserstuhls, die Leucitbasalte etc. im Erzgebirge, böhmischen Mittelgebirge, der Lausitz, Thüringer Wald, in Schonen etc. Außereuropäische Leucitgesteine sind z. Z. nur wenige und auch diese erst seit kurzem bekannt, z. B. auf Java, in Colorado, in Peru in Laven etc.

Der Leucit verwittert leicht, z. B. sind die großen Krystalle aus dem Leucittephrit der Rocca monfina vielfach stark angewittert. Manchmal geht der L. unter Aufnahme von Na_2O und H_2O in Analcim (Kaiserstuhl) oder in ein Gemenge von Sanidin und Kaliglimmer über (große Krystalle von Ober-Wiesenthal im Erzgebirge) und bildet dann auch wohl förmliche Pseudomorphosen. Am Vesuv finden sich solche, in denen der L. in ein Gemenge von Nephelin und Sanidin verwandelt ist.

(G. vom Rath, Sitzgsber. Berl. Ak. 1872; N. Jahrb. f. Min. 1873; Pogg. Ann. Erg.-Bd. VI, pag. 198; Sitzgsber. nat.-hist. Vereins Bonn 1883, pag. 42; C. Klein, N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XI, 1898, pag. 1; Nachr. Gött. Ges. Wiss. 1884, pag. 139 und 421; Baumhauer, Zeitschr. f. Kryst. I, 1877, 257; Rosenbusch, N. Jahrb. f. Min. 1885, II; Hirschwald, Tschermaks Mineralog. Mittlgn. 1875; Weisbach, N. Jahrb. f. Min. 1886, I, 143; Penfield, ibid. 1884, II, 224).

Pollux. Ein reguläres *Cs*-Silikat: $H_2Cs_4Al_4Si_9O_{27}$; wasserhell; spärlich mit Kastor auf den Pegmatitgängen von Elba. Meist unregelmäßige hyalitähnliche Körner, selten $\infty O \infty$ (100) und $2O2$ (211). G. = 2,9. H. = 6.

Isomorphe Reihe des Nephelins.

$R'_2Al_2Si_2O_8 = R_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$. $R = Na, K, Li$. Hexagonal.
Nephelin: $Na_2Al_2Si_2O_8 = Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$.
Kaliophilit (Phacelit): $K_2Al_2Si_2O_8 = K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$.
Eukryptit: $Li_2Al_2Si_2O_8 = Li_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$.

Nephelin (mit Eläolith).

Die chemische Zusammensetzung dieses wichtigen und verbreiteten Minerals wird etwas verschieden angegeben; nach den neuesten Analysen wäre sie: $R_8Al_8Si_9O_{34} = 4R_2O \cdot 4Al_2O_3 \cdot 9SiO_2$; $R = H, Na, K$ mit etwas CaO als Vertreter von R_2O. Eine Analyse hat folgende Zahlen geliefert: 44,08 SiO_2, 33,28 Al_2O_3, 16,00 Na_2O, 4,76 K_2O, 1,85 CaO, 0,15 H_2O. Wahrscheinlich hat der N. aber, wie synthetische Versuche vermuten lassen, und wie sie entsprechend den anderen Gliedern der isomorphen Gruppe zukommt, die einfache Formel: $Na_2Al_2Si_2O_8 = Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$. (Dölter, Zeitschr. f. Kryst. IX. pag. 321. 1884.) Alle N. enthalten Spuren von Cl.

Hexagonal. Prismen mit der Basis fehlen nie, daneben Dihexaeder, welche die Kanten der Prismenflächen gegen die Basis abstumpfen, oft zu mehreren übereinander, unter ihnen: $P\,(10\bar{1}1)$ mit einem Winkel von 88° 10′ (S. K.) und $a:c = 1:0{,}8390$. Auch das 2. Prisma, sowie Dihexaeder 2. Stellung finden sich in komplizierteren Kombinationen (vergl. Fig. 623, 624). Die meist prismenförmig gestalteten Krystalle scheinen nach ihrer Flächenentwicklung holoedrisch zu sein. Nach den Ätzfiguren werden sie jetzt aber für pyramidal-hemiedrisch und zugleich hemimorph gehalten (pyramidal-hemimorphe Klasse (81)), und als komplizierte mimetische Ergänzungszwillinge aufgefaßt. (Baumhauer, Zeitschr. f. Kryst. VI. 1882. 209.) Kein deutlicher Bl. Br.; Bruch muschlig. Spröde; H. = 5—6; G. = 2,58—2,64. Schwache —D. Br. Gelatiniert mit HCl sehr leicht und rasch; aus der Lösung scheiden sich $NaCl$-Würfelchen aus. Schmilzt v. d. L. zu blasigen Glase.

Bildet nach Aussehen und Vorkommen ähnlich wie der Orthoklas zwei wesentlich verschiedene Varietäten, eine „glasige", dem Sanidin entsprechende, den eigentlichen Nephelin und eine „frische", entsprechend dem gemeinen Feldspat, den Eläolith. Beide Varietäten sind so gut wie ausschließlich auf Eruptivgesteine beschränkt; der glasige Nephelin findet sich in jüngeren Ergußgesteinen, der Eläolith in alten Tiefen- und Ganggesteinen.

1. *Nephelin* (glasiger N.). Farblos oder schwach gefärbt, glasglänzend, durchsichtig bis durchscheinend. Zuweilen wasserhelle Krystalle, aufgewachsen auf Drusen vulkanischer Auswürflinge, besonders schön an der Somma, auch im Albaner Gebirge und am Laacher See. Große Krystalle, meist im Gegensatz zu den vorigen nur Prisma und Basis, eingewachsen in manchen basischen vulkanischen Gesteinen, die danach zuweilen Nephelindolerite genannt werden: Katzenbuckel im Odenwald, Löbau in Sachsen, Meiches im Vogelsberg. Mikroskopisch klein, teils in Krystallen, teils in unregelmäßigen Partien, ebenfalls in vulkanischen Gesteinen und zwar sehr verbreitet; im Nephelinbasalt als Vertreter des Feldspats, in manchen Tephriten und Basaniten neben Plagioklas (Nephelintephrit und -basanit), im Phonolith neben Sanidin. Alle diese Gesteine sind von tertiärem oder jüngerem Alter; hierher gehören auch manche Laven jetzt noch tätiger Vulkane (Vesuv).

2. *Eläolith.* Kräftig gefärbt, grün und rot, auch grau, braun und bläulich; trübe und fettglänzend durch zahlreiche winzige Nädelchen einer unbekannten Substanz, die u. d. M. sichtbar werden. Diese bewirken wohl auch, daß der E. erheblich leichter schmilzt, als der glasige Nephelin. Selten in deutlichen Krystallen; meist als größere derbe Körner ein Bestandteil mancher Syenite, die danach Nephelin- oder Eläolithsyenite genannt werden. Ihre Hauptverbreitung ist im südlichen Norwegen, bei Ditro in Siebenbürgen, im Ilmengebirge

(Ural) bei Miask, im südlichen Portugal, in Brasilien, Arkansas, Grönland etc.

Der N. verwittert leicht und liefert verschiedene Verwitterungsprodukte, u. a. Zeolithe (z. B. Natrolith), welche dann zuweilen die Form des ursprünglichen Nephelins haben. Dies ist z. B. am Eläolith des südl. Norwegens beobachtet, sowie am vulkanischen N. des Kaiserstuhls. Ein etwas anderes Verwitterungsprodukt des südnorwegischen Eläoliths ist *Hydronephelit* genannt worden. Auch Pseudomorphosen nach Nephelin von der Zusammensetzung des Kaliglimmers oder Pinits kommen vor, so der grünliche *Liebenerit* in einem Porphyr bei Predazzo in Tirol und der braune *Gieseckit* aus Grönland, beide in trüben hexagonalen Prismen mit Basis.

In naher Beziehung zum N. stehen auch der

Davyn, in kleinen wasserhellen hexagonalen Krystallen von der Somma und auf Hohlräumen von Vesuvlaven als Sublimationsprodukt, und die feinen oft in Büscheln gruppierten Härchen des *Mikrosommit*, ebenfalls ein Sublimationsprodukt in Vesuvlaven. Beide stehen dem N. in Krystallform und chemischer Zusammensetzung sehr nahe, der D. enthält aber neben der N.-Substanz etwas $CaCO_3$, der M. etwas K_2O, CaO, Cl (7—9%), SO_3 etc. Beide sind wohl nicht wesentlich voneinander verschieden. In ähnlicher Beziehung steht der

Cancrinit zu dem Eläolith; er ist im Ansehen dem E. ähnlich, hexagonal, rosenrot, gelb, grün oder blau, aber meist derbe, fettglänzende und trübe Stücke. Enthält neben der Substanz des E. ebenfalls etwas $CaCO_3$ und H_2O. Ditro in Siebenbürgen, Brevik in Norwegen, Litchfield in Maine, Miask im Ilmengebirge, überall im Eläolithsyenit. Bei allen diesen Mineralien ist, wie es scheint, nicht $CaCO_3$ etc. der Substanz des Nephelin beigemengt, sondern es liegt eine Molekularverbindung vor. (Rauff, Ztschr. f. Kryst. II, 1878, 468.)

Kaliophilit (Phacelit). $K_2Al_2Si_2O_8$. Ein Kalinephelin in Form feiner hexagonaler, farbloser, durchsichtiger, wenn in Büschel vereinigt seidenglänzender Nädelchen. G. = 2,49. H. = 6. Aufgewachsen in Hohlräumen von Sommaauswürflingen.

Eukryptit. $Li_2Al_2Si_2O_8$. Ein Lithionnephelin, der weiße, fasrig dichte Aggregate bildet und durch Zersetzung von Spodumen entstanden ist. Branchville in Connecticut.

Isomorphe Reihe des Sodaliths.

Diese Mineralien enthalten neben einem dem Nephelin sehr ähnlichen oder gleichen Silikat: $Na_2Al_2Si_2O_8 = Na_2O \,.\, Al_2O_3 \,.\, 2SiO_2$ stets noch ein Chlorid oder ein Sulfat oder auch beides oder Na_2S_3. Alle gelatinieren wie der Nephelin leicht und vollkommen mit HCl und geben wie dieser $NaCl$-Würfelchen. Sie krystallisieren regulär, vorwiegend in Rhombendodekaedern, deren Flächen deutliche Bl. Br. parallel gehen. Die Ätzfiguren weisen auf tetraedrische Hemiedrie. Zwillinge häufig (Fig. 261); zuweilen durchdringen sich auch die Individuen und es entstehen Penetrationszwillinge mit einspringenden Winkeln.

Zur Sodalithgruppe gehören:

Sodalith: $3Na_2Al_2Si_2O_8 + 2NaCl$.
Nosean: $3Na_2Al_2Si_2O_8 + 2Na_2SO_4$.
Haüyn: $3(Na_2, Ca)\, Al_2Si_2O_8 + 2(Na_2, Ca)\, SO_4$.
Lasurstein: $3Na_2Al_2Si_2O_8 + 2Na_2S_3$.

(Vogelsang, die natürlichen Ultramarinverbindungen 1873.)

Sodalith.

$3Na_2Al_2Si_2O_8 . 2NaCl$; 37,08 SiO_2, 31,71 Al_2O_3, 25,50 Na_2O, 7,31 Cl. Zuweilen deutliche Krystalle: ziemlich vollkommen spaltbare Granatoeder, selten mit anderen Formen (Würfel, Oktaeder, Ikositetraeder $2O2$ (211)). Zwillinge nach der Oktaederfläche, nach der Zwillingsachse zuweilen stark verlängert. G. = 2,2—2,4. H. = 5—6. Leicht schmelzbar und von HCl zersetzt (siehe oben); löst sich zuerst auf, und aus der Lösung scheidet sich nachher Kieselgallerte ab. Bildet wie der Nephelin zwei Varietäten, die vollkommen auf Eruptivgesteine beschränkt sind. Die „glasige" Varietät der jüngeren vulkanischen Gesteine ist farblos, glasglänzend, auf dem Bruch ins Fettige, durchsichtig bis durchscheinend. Meist nur mikroskopisch kleine Kryställchen oder Körner in Trachyten und Phonolithen. Hierher auch die größeren Krystalle, die man nur aufgewachsen auf vulkanischen Auswürflingen und Gesteinen kennt, besonders an der Somma, im Albanergebirge, auf Ischia (im Trachyt) und am Laacher See. Die „frische" Varietät der älteren Tiefengesteine ist trübe, gefärbt (blau, grün, rot), mehr fettglänzend und findet sich in größeren derben Körnern in Eläolithsyeniten: Ditro in Siebenbürgen (blau); Brevik in Norwegen; Miask im Ilmengebirge (blau, früher Cancrinit genannt); Kangerdluarsuk in Grönland (grün; hier auch deutliche Krystallformen). Enthält viele mikroskopische Einschlüsse.

Nosean (Spinellan).

$3Na_2Al_2Si_2O_8 . 2Na_2SO_4$ mit etwas Ca, doch sind die Analysen schwankend und auch etwas Cl in isomorph beigemischter Sodalithsubstanz ist vorhanden. Grau, durch Erhitzen oft blau, auch rot; glasglänzend. G. = 2,25—2,27. H. = 5—6. Nur in vulkanischen Gesteinen. In aufgewachsenen deutlichen granatoedrischen Krystallen, besonders in den Sanidingesteinen am Laacher See. Sodann in Form unregelmäßiger Körner als Bestandteil vieler Phonolithe etc., besonders ausgezeichnet u. a. im Laacherseegebiet, auch am Hohentwiel im Hegau etc. Verwitterter N. ist der derbe graue *Ittnerit* von Oberbergen im Kaiserstuhl, ebenso auch der ähnliche *Skolopsit* von dort; beide sind zum Teil in Zeolithe umgewandelt.

Haüyn.

Vom Nosean nur durch einen größeren Kalkgehalt unterschieden; beide sind vielleicht am besten zu vereinigen. G. = 2,4—2,5. Meist blau, zuweilen grün, auch rot und schwarz, selten farblos (*Berzelin*). Nur vulkanisch. Im Peperin des Albaner Gebirgs (Albano, San Marino), am Vesuv, am Vultur bei Melfi, wo er ganz besonders reich an mikroskopischen gasförmigen Einschlüssen ist, hier in großer

Menge in der sog. Haüynophyrlava: in den Sanidinitblöcken und in den vulkanischen Sanden am Laacher See in blauen Körnern, seltener in deutlichen Krystallen: in der basaltischen Mühlsteinlava bei Niedermendig in derben blauen Körnern: auch zuweilen in mikroskopisch kleinen Körnchen in anderen Basalten.

Lasurstein (Lapis lazuli, Lasurit).

Der Lasurstein bildet mehr oder weniger tief blaue, seltener grüne oder violette Körner im Kalk und zwar nur in Kontaktzonen: er ist stets eine Kontaktbildung. Als Seltenheit findet man im Kalk regelmäßige granatoedrische Krystalle ohne deutliche Spaltbarkeit von ziemlicher Größe, meist aber unregelmäßige Körner. Diese sind von verschiedener Zusammensetzung. Der größte Teil ist Haüyn, (ca. 75%), der kleinste Sodalith; ca. 16% sind die spezifische Lasursteinsubstanz von der Formel: $3Na_2Al_2Si_2O_8 . 2Na_2S_3$, die vielleicht mit der des Ultramarins übereinstimmt: es ist natürliches Ultramarin. H. = 5½. G. = 2,38 bis 2,42. Ziemlich leicht v. d. L. schmelzbar und entfärbt. Mit HCl gelatinierend unter Entwicklung von H_2S-Geruch und ebenfalls entfärbt. Die blauen Körner häufen sich zuweilen im Kalk sehr stark an, so daß die ganze Masse schön blau ist, aber stets trübe, höchstens kantendurchscheinend. Dazwischen nicht selten kleine Schwefelkieskryställchen. Wenn an einzelnen Stellen im Kalk die blauen Körner fehlen, wird die Masse weiß gestreift oder gefleckt, und wenn sie nur in geringer Menge vorhanden oder wenn sie weniger dunkel gefärbt sind, wird die Farbe hell und matt. Die schön dunkelblauen Stücke sind zur Herstellung von Schmucksteinen und von kleinen Gebrauchsgegenständen sehr geschätzt; früher wurde eine Malerfarbe (natürliches Ultramarin) daraus gewonnen. Die Hauptfundorte sind in Zentralasien und zwar in Badakschan am Oberlauf des Oxus, ferner am westlichen Ende des Baikalsees. In der Cordillere von Ovalle in den chilenischen Anden, hier z. T. grün und beim Erhitzen prächtig phosphoreszierend. Kleine Mengen in den Kalkauswürflingen der Somma, meist erdig.

(Bäckström und Brögger, Ztschr. f. Kryst. XVI, 186 und XVIII, 231.)

Hackmanit. Regulär, mit Ägirin das Tawit genannte Gestein auf der Halbinsel Kola bildend, hell rotviolett, aber an der Luft sich entfärbend, ist eine isomorphe Mischung von Sodalith und farbloser Ultramarinsubstanz. H. = 5. G. = 3,32—3,33.

Isomorphe Reihe des Skapoliths.

Hierher gehört eine Anzahl feldspatähnlich zusammengesetzter Alkalitonerdesilikate von schwankender Zusammensetzung, welche wie die Plagioklase neben Al_2O_3 vorzugsweise noch CaO, oder Na_2O, oder beides nebeneinander enthalten, und zwar auch derart, daß mit steigendem Na_2O-Gehalt der SiO_2-Gehalt zu-, mit steigendem CaO-Gehalt dagegen

abnimmt. Um die mannigfach von einander abweichenden Analysen unter einem Gesichtspunkt auffassen zu können, hat man alle diese Mineralien wieder in derselben Weise wie die triklinen Feldspate als Mischungen aus zwei isomorphen Grundverbindungen, einer CaO-haltigen, Na_2O-freien, dem *Meionit* ähnlichen (*Me*) mit weniger SiO_2 (analog dem Anorthit) und einer CaO-freien, Na_2O- und etwas Cl-haltigen, dem *Marialith* ähnlichen (*Ma*) mit mehr SiO_2 (analog dem Albit) abgeleitet. Diesen Grundverbindungen werden die atomistisch gleichartigen Formeln zugeschrieben:

Meionitsubstanz:

$Me = 8CaO \,.\, 6Al_2O_3 \,.\, 12SiO_2 = Ca_8Al_{12}Si_{12}O_{50}$ oder $Ca_4Al_6Si_6O_{25}$;

Marialithsubstanz:

$Ma = 3Na_2O \,.\, 2NaCl \,.\, 3Al_2O_3 \,.\, 18SiO_2 = Na_8Al_6Si_{18}O_{48}Cl_2$ oder $Na_4Al_3Si_9O_{24}Cl$

entsprechend der Zusammensetzung:

$Me = 40{,}31\ SiO_2 + 34{,}60\ Al_2O_3 + 25{,}09\ CaO = 100$

$Ma = 63{,}83\ SiO_2 + 18{,}26\ Al_2O_3 + 14{,}66\ Na_2O + 4{,}20\ Cl = 100{,}95.$

Diese beiden Substanzen kommen in den zwei genannten Mineralien nicht in vollkommener, aber doch in ziemlicher Reinheit vor. Für die Na_2O neben CaO enthaltenden Zwischenglieder geben die Analysen intermediäre Werte, und man hat angenommen, daß sie aus *Me* und *Ma* isomorph gemischt seien und also unter dem Schema: $mMe + nMa$ dargestellt werden können. Dies ist aber nur möglich, wenn man einen kleinen K_2O-Gehalt, den man fast stets findet, vernachlässigt und wenn man gleichzeitig kleine Mengen CO_2, SO_3, MgO, H_2O etc. unberücksichtigt läßt, von denen allerdings noch nicht festgestellt ist, welche Rolle sie in den Skapolithen spielen, ob sie zu der Verbindung gehören, oder ob sie eine Folge von fremden Beimengungen oder z. T. von in vielen Fällen eingetretener beginnender Verwitterung sind.

(Tschermak, Sitzgsber. Wiener Ak. Bd. 88, 1883. Vergl. dagegen: Rammelsberg, Sitzgber. Berl. Ak. 1885, pag. 589.)

Alle diese Mineralien sind quadratisch mit nahe übereinstimmenden Winkeln und zwar pyramidal-hemiedrisch; die Krystalle sind in der Richtung der Hauptachse verlängerte Prismen (Fig. 518—520). Der Winkel des Hauptoktaeders in den E. K. schwankt bei allen um 136° (136° 12'—135° 56'). Das Achsenverhältnis $a : c$ schwankt zwischen 1 : 0,4393 (Meionit) und 1 : 0,4425 (Marialith). Die häufigsten Formen sind: $o = P$ (111); $t = P\infty$ (101); $z = 3P3$ (311), die Kanten a/o einseitig abstumpfend; ferner die Prismen: $b = \infty P$ (110); $a = \infty P\infty$ (100); $f = \infty P2$ (210). Die Hemiedrie zeigt sich in der Verteilung der Flächen z (Fig. 518) oben und unten an den abwechselnden

Prismenkanten, auf derselben Seite der Kante *a b*. Dies ist aber gewöhnlich nicht zu sehen, da die Krystalle meist an einem Ende aufgewachsen sind; die Verteilung der Flächen *z* ist auch nicht selten unregelmäßig (v. Kokscharow, Materialien etc. II. 1854, pag. 88). Für die Hemiedrie sprechen auch die Ätzfiguren auf den Prismenflächen: Trapeze, welche so gestellt sind, daß sie nach oben und unten gleiche, nach rechts

Fig. 518. Fig. 519. Fig. 520.

und links verschiedene Ausbildung zeigen. Parallel den Prismenflächen gehen deutliche Blätterbrüche, nach *a* vollkommener als nach *b*. H. = 5—6, zuweilen mehr; G. schwankend je nach der Zusammensetzung: für *Me* ist G. = 2,764; für *Ma* G. = 2,566; für die Mischungen beider liegen die Zahlen zwischen diesen, und zwar ist G. um so größer, je größer die Menge von *Me*, d. h. je kleiner der SiO_2- und der Na_2O-, je größer der CaO- und der Al_2O_3-Gehalt.

„Glasige" Skapolithe finden sich in vulkanischen Gesteinen auf Drusenräumen aufgewachsen und auch als Gemengteil eingewachsen; solche im „frischen" Zustande in krystallinischen Schiefern, im Gneiß etc., stellenweise massenhaft, förmlichen Skapolithfels bildend; besonders aber im körnigen Kalk als Kontaktgebilde. Der „frische" Skapolith ist sehr viel reichlicher vorhanden, als der „glasige". Die vulkanischen Sk. sind glasglänzend, durchsichtig, häufig farblos, nie intensiv gefärbt; die „frischen" Sk. der krystallinischen Schiefer sind undurchsichtig, trübe, wenig glänzend, meist grau oder doch wenig gefärbt, zuweilen aber doch intensiver, grün, blau, rot etc.; ihr Glasglanz geht ins Perlmutterartige und Fette.

Die Brechungskoeffizienten sind niedrig, also die Lichtbrechung gering. Dagegen ist die Differenz des ordentlichen und außerordentlichen Brechungskoeffizienten groß, also die Doppelbrechung, die stets — ist, stark. Beispielsweise ist für den Meionit vom Vesuv: $\omega = 1{,}594$, $\varepsilon = 1{,}558$; $\omega - \varepsilon = 0{,}036$. Lichtbrechung und Doppelbrechung werden mit abnehmendem Kalkgehalt und zunehmendem Natron geringer.

Die Skapolithe schmelzen meist unschwer unter Aufschäumen; sie sind z. T. durch HCl zersetzbar, um so leichter, je mehr *Me* sie enthalten, also je SiO_2-ärmer und CaO-reicher sie sind. Die SiO_2 wird dabei nicht als Gallerte, sondern als ein schleimiges Pulver ausgeschieden. Marialith und die ihm nahestehenden sauren Mischungsglieder werden

von HCl nicht angegriffen. Die Skapolithe unterliegen auch leicht der Verwitterung, wodurch ihre Zusammensetzung nicht unwesentlich verändert wird. Hierauf schob man früher fast ausschließlich die große Verschiedenheit der Ergebnisse der Skapolithanalysen, welche mit Krystallen von vollkommener krystallographischer Übereinstimmung angestellt wurden. Vermöge der leichten Verwitterbarkeit bildet der Sk. nicht selten, wie der Feldspat, Kaolin, sogar an einzelnen Stellen in großen Massen (Passau), sowie Glimmer, Epidot, Albit und andere Mineralien, welche sich zuweilen als Pseudomorphosen in der Form des Sk. finden. Namentlich sieht man häufig die Skapolithprismen mit einer mehr oder weniger dicken Schicht von Muscovitblättchen bedeckt, welche durch Umwandlung aus dem Sk. entstanden sind. Skapolith entsteht aber auch durch Umwandlung aus anderen Mineralien, besonders aus Feldspat, z. B. auf den Apatitlagerstätten bei Bamle und Ödegarden im südl. Norwegen, wo der Plagioklas des Gabbro in Sk., der Augit in Hornblende, also das Gestein in ein Skapolith-Hornblendegestein übergegangen ist. Ähnlich im Ophit der Pyrenäen.

Nach der Zusammensetzung unterscheidet man drei Gruppen hierher gehöriger Mineralien, alle drei ein vulkanisches, wasserhelles glasiges Glied enthaltend, an welches sich eine Anzahl trüber Mineralien aus dem Gebiet der krystallinischen Schiefer etc. anschließt. Diesen letzteren Skapolithen hat man viele Namen gegeben, unter denen Skapolith und Wernerit die verbreitetsten sind. Außerdem sind noch einige ähnlich zusammengesetzte quadratische, aber ihrer Zusammensetzung nach in das Schema $mMe + nMa$ nicht ganz hineinpassende Mineralien der nahe übereinstimmenden Krystallform wegen hier angeschlossen (vergl. Sarkolith und die Melilithgruppe, pag. 645).

1. *Meionitgruppe.* Me bis Me_2Ma_1, 40—48 SiO_2; von HCl vollständig zersetzbar. *Meionit* bildet kleine wasserhelle Prismen von der Form Fig. 518, 519, aufgewachsen auf Drusenräumen der Sommaauswürflinge und am Laacher See; sehr selten an beiden Enden ausgebildet; G. = 2,72—2,73. Die zugehörigen trüben, stets langsäulenförmig ausgebildeten Mineralien hat man unter dem Namen *Wernerit* zusammengefaßt; es sind die Vorkommnisse im Kalk, aus den Magneteisenlagern von Arendal in Norwegen, sowie von Pargas in Finnland und von Bolton in Massachusetts, welche früher Wernerit, Skapolith, Paranthin etc. genannt worden sind, wenigstens zum großen Teil; ferner ein blauer Sk. vom Gulsjö in Schweden, ebenso der graue oder grüne *Nuttalith* von Bolton in Massachusetts, der blaue *Glaukolith* vom Baikalsee und der hellgrüne *Stroganowit*, durch Verwitterung CO_2-haltig, ebendaher. Andere verwitterte Sk. dieser Reihe sind Algerit und Wilsonit genannt worden.

2. *Mizzonitgruppe.* Me_2Ma_1 bis Me_1Ma_2, 48—56 SiO_2; von HCl

unvollständig zersetzt. *Mizzonit* bildet wasserhelle Kryställchen, ähnlich wie der Meionit in den Sommaauswürflingen und am Laacher See, aber von der Form Fig. 520. Die trüben Glieder dieser Gruppe werden unter dem Namen *Skapolith* (im engeren Sinn) vereinigt. Hierher gehören ebenfalls einige von den früher mit dem Namen Paranthin, Wernerit, Skapolith etc. belegte Krystalle von Arendal, u. a. die stark durchscheinenden und die intensiv ziegelroten von dort, ferner ein Teil der ganz ähnlichen Krystalle von Gulsjö in Schweden, von Pargas in Finnland (*Ersbyit* und *Skolexerose*), von Gouverneur in New-York, von Bolton etc. Hierher rechnet man sodann den *Ekebergit* von Hesselkulla in Schweden, sowie namentlich den *Porzellanspat* von Hafnerzell bei Passau in Bayern (Passauit), lange weiße Strahlen, stark verwittert, z. T. in Kaolin umgewandelt, in größeren Massen dem Gneiß eingelagert. Endlich gehört hierher auch der etwas verwitterte *Paralogit* vom Baikalsee und, auf der Grenze zur ersten Gruppe, der *Atheriastit*, gleichfalls angewittert, von Arendal.

3. *Marialithgruppe.* Me_1Ma_2 bis Ma, 56—64 SiO_2; von HCl nicht zersetzt. *Marialith*, kleine wasserhelle Kryställchen, aus dem Piperno, einer Trachytlava von der Pianura in den phlegräischen Feldern bei Neapel. Die trüben hierher gehörigen Mineralien von Bolton, Solberg in Schweden, Ripon in Kanada etc. werden zusammengefaßt unter dem Namen *Riponit.* Hierzu gehören auch der *Dipyr* aus dem Kalk von Bagnères de Bigorres in den Pyrenäen und der davon wohl nicht verschiedene, nur etwas veränderte *Couseranit* von dort, der sog. *Prehnitoid* von Wexiö in Schweden etc., diese alle auf der Grenze zur 2. Gruppe stehend.

An die Familie der Skapolithe schließen sich einige ähnlich zusammengesetzte und in der quadratischen Krystallform mit diesen nahe übereinstimmende Mineralien an, die aber nicht als eine Mischung des *Me*- und des *Ma*-Silikats aufgefaßt werden können:

Sarkolith. $Na_2Ca_8Al_6Si_9O_{36}$. Quadratisch; pyramidal - hemiedrisch. $\infty P\infty$ (100) . $0P$ (001) . P (111), mit etwas anderen Winkeln als die eigentlichen Skapolithe, z. B. Meionit ($a : c = 1 : 0{,}4437$) und auch CaO-reicher als dieser (32,36 CaO). Er bildet fleischrote, durchsichtige Krystalle in den Auswürflingen der Somma, und in ähnlicher Weise findet er sich auch am Braccianer See nördlich Rom. H. = $5^1/_2$—6. G. = 2,54.

Melilithgruppe.

Quadratisch, sehr ähnlich Skapolith.

Gehlenit: $Ca_3Al_2Si_2O_{10}$.
Åkermanit: $Ca_4Si_3O_{10}$.
Melilith: Mischung beider zu etwa gleichen Teilen.
Fuggerit: „ 10 Mol. Gehlenit + 3 Mol. Åkermanit.

Gehlenit. $Ca_3Al_2Si_2O_{10} = 3CaO . Al_2O_3 . 2SiO_2$ mit etwas MgO, FeO und Fe_2O_3. G. = 3,0. H. = 5—$5^1/_2$. Trübe, grünlichgraue bis braune, mit HCl leicht gelatinierende, niedere, würfelähnliche, quadratische, Prismen, $a:c: = 1:0{,}4006$, mit ziemlich deutlicher

Spaltbarkeit nach der Basis; in der Kontaktzone im Kalk am Monzoni und bei Predazzo in Südtirol, sowie bei Oravicza im Banat. Bildet sich auch in CaO-reichen basischen Schlacken. Ein sehr ähnlich aussehendes Kontaktgebilde vom Monzoni ist auch der hellgrüne bis weiße *Fuggerit* von der genannten Zusammensetzung. Er bildet dieselben Krystalle wie der Gehlenit, ist aber vollkommener basisch spaltbar, härter, schwerer und stärker lichtbrechend, aber außerordentlich schwach doppelbrechend.

Åkermanit. $Ca_4Si_3O_{10} = 4CaO . 3SiO_2$ ist als Mineral von natürlicher Entstehung nicht bekannt, bildet sich aber in manchen CaO-reichen basischen Schlacken.

Melilith (Humboldtilith, Sommervillit).

Enthält die beiden obigen Silikate des Gehlenits und Åkermanits etwa zu gleichen Teilen, entsprechend der Formel: $Ca_7Al_2Si_5O_{20} = 3CaO . Al_2O_3 . 2SiO_2 + 4CaO . 3SiO_2$; daneben etwas MgO und Na_2O, sowie Fe_2O_3. Der M. ist CaO-reicher als alle Skapolithe (32 % CaO). Er bildet auf den Drusenräumen vulkanischer Gesteine aufgewachsene kleine tafelförmige oder kurzsäulenförmige, seltener langgestreckte bis nadelförmige Kryställchen, zuweilen auch strahlige Aggregate. Meist kurze quadratische Prismen mit der Basis: $\infty P\infty$ (100), $0P$ (001), seltener ∞P (110), $\infty P3$ (310) und P (111). Die Winkel sind etwas von denen der Skapolithe verschieden; $a : c = 1 : 0,4548$. Nach der Basis mehr oder weniger deutlich spaltbar. H. = 5—5½. G. = 2,90—2,85. Gelblichweiß bis gelblichbraun, auch grau. Durchscheinend. Glas- bis fettglänzend. Schwach doppeltbrechend, + und —. Schwer schmelzbar. Mit HCl leicht gelatinierend.

Aufgewachsen am Capo di Bove bei Rom und am Herchenberg im Brohltal in den dortigen Laven; selten am Vesuv in den Sommaauswürflingen (*Humboldtilith* oder *Sommervillit*, meist weiß bis grau). Häufiger als mikroskopischer Gemengteil Leucit und Nephelin führender Basalte, vor allem derer, in deren Drusenräumen Melilithkrystalle aufgewachsen sind (Capo di Bove und Herchenberg), aber auch in der schwäbischen Alp, in der Eifel, im Erzgebirge, auf der Insel Alnö in Schweden, der Sandwichinsel Oahu etc. (Melilithbasalte). Der M. bildet hier meist rechteckige, in der Richtung der c-Achse verkürzte Durchschnitte, zuweilen mit einer eigentümlichen sog. Pflockstruktur. (Stelzner, N. Jahrb. f. Min. II. Beil.-Bd. 1882, pag. 369.)

Gruppe des Pyroxens und des Amphibols.

Die Pyroxene und Amphibole (Augite und Hornblenden) bilden eine isodimorphe Gruppe, z. T. sehr wichtiger und verbreiteter Mineralien von der Zusammensetzung der Metasilikate (Bisilikate). Die sämtlichen Augite und Hornblenden sind je untereinander isomorph und beide Reihen stehen zueinander im Verhältnis des Dimorphismus.

Die chemische Zusammensetzung der Pyroxene sowohl als die der Amphibole ist sehr mannigfaltig, was sich durch die vielfach

wechselnde isomorphe Mischung einer Anzahl von Grundverbindungen erklären läßt. In beiden Reihen spielen Verbindungen von der allgemeinen Formel: $RO.SiO_2 = R''SiO_3$ eine hervorragende Rolle, in denen vorzugsweise $RO = CaO$ und MgO, entweder jedes für sich allein, oder beide nebeneinander in festen Verhältnissen auftreten. MgO ist vielfach ganz oder teilweise durch FeO isomorph ersetzt; auch MnO und ZnO treten zuweilen auf. Diese Verbindungen setzen manche hierhergehörige Mineralien ganz allein zusammen und bilden dann die tonerdefreien Pyroxene und Amphibole. Sehr häufig ist aber auch eine gewisse stark wechselnde Menge Tonerde vorhanden (tonerdehaltige Pyroxene und Amphibole, auf die nicht selten die Namen Augit und Hornblende beschränkt werden). In diesem Fall gesellt sich zu jenen Verbindungen als isomorphe Beimischung ein Alumosilikat, dessen Zusammensetzung man aus den Analysen berechnen kann, das aber für sich allein noch nicht beobachtet worden ist. Bei den Pyroxenen und bei manchen Amphibolen hat es die Formel: $MgAl_2SiO_6$, bei manchen anderen Amphibolen ist es wohl noch nicht sicher bestimmt. Al_2O_3 ist darin zuweilen durch Fe_2O_3, MgO durch FeO teilweise ersetzt. Auch Alkalien sind in manchen Gliedern beider Reihen vorhanden, vorzugsweise Natron, und zwar namentlich neben Tonerde oder auch neben Eisenoxyd. Manche Pyroxene und Amphibole sind reine Metasilikate von Natron und Tonerde resp. Eisenoxyd von der Formel: $Na_2O.Al_2O_3.4SiO_2 = Na_2Al_2Si_4O_{12}$ resp. $NaAlSi_2O_6$ etc. Häufig ist ein derartiges Silikat den schon erwähnten isomorph beigemischt (Natronpyroxene und -amphibole), beide von geringer Verbreitung. Ein Lithiontonerdesilikat von obiger Formel ist der zur Pyroxenreihe gehörige Spodumen. K_2O spielt eine ganz untergeordnete Rolle. Einige Amphibole enthalten eine kleine Menge Fluor als Vertreter von Sauerstoff. In gewissen seltenen, vorzugsweise wegen der nahen Übereinstimmung der Krystallform zu den Pyroxenen gerechneten Mineralien ist ein Teil der Kieselsäure durch Zirkonerde ersetzt (Zirkonaugite). Ihre Zusammensetzung ist aber z. T. sehr kompliziert und noch nicht genau genug erforscht, so daß ihre Stellung vielleicht als zweifelhaft anzusehen ist.

Was die krystallographischen Verhältnisse anbelangt, so gehören die Formen sowohl der Pyroxene als die der Amphibole zumeist dem monoklinen, teilweise aber auch dem rhombischen und dem triklinen System an. Aber trotz dieser Verschiedenheit in der Symmetrie sind doch die Winkel aller Pyroxenkrystalle und die aller Amphibolkrystalle je untereinander so nahe übereinstimmend, wie das nur bei isomorphen Substanzen der Fall zu sein pflegt. Allerdings sind infolge der großen chemischen Verschiedenheiten in jeder Reihe nicht unerhebliche Differenzen in den krystallographischen Konstanten vorhanden. Diese sind aber nicht größer als in manchen anderen isomorphen Gruppen und

rhombische und monokline Formen sind häufig parallel miteinander verwachsen, so daß auch hier an dem Isomorphismus nicht zu zweifeln ist. Die Folge der Übereinstimmung in den Winkeln ist, daß man auch die monoklinen und triklinen Amphibole und Pyroxene auf beinahe rechtwinklige Achsensysteme beziehen kann, die ganz denen der rhombischen Glieder entsprechen. Voneinander unterscheiden sich die beiden Reihen durch die Formenausbildung, die Winkel und die Spaltbarkeit der Krystalle.

An den *Pyroxenkrystallen* trifft man stets ein Prisma, dessen deutlich, aber nicht sehr vollkommen spaltbare Flächen sich unter einem Winkel von ca. $87\frac{1}{2}°$ (bei den monoklinen Formen in der Symmetrieebene) schneiden. Es besteht also eine große Annäherung an das rechtwinklige Prisma des quadratischen Systems. Man kann daher die Pyroxene als wenigstens in der Prismenzone pseudoquadratisch bezeichnen, um so mehr als die Kanten dieses Prismas meist durch die beiden Pinakoide abgestumpft werden, so daß der Anschein einer Kombination beider quadratischen Prismen hervorgerufen wird.

Demgegenüber zeigen die *Amphibole* eine pseudohexagonale Ausbildung. Bei ihnen ist stets ein Prisma vorhanden, dessen sehr vollkommen spaltbare Flächen unter einem Winkel von ca. 124° zusammenstoßen (bei monoklinen in der Symmetrieebene) und dessen seitliche scharfe Kante sehr gewöhnlich durch die Längsfläche abgestumpft wird. Man erhält auf diese Weise den Anschein eines hexagonalen Prismas, dem nicht selten eine ausgeprägt rhomboederähnliche Endbegrenzung entspricht.

Einige nähere Beziehungen zwischen den Krystallformen der Pyroxene und Amphibole werden wir noch betrachten, wenn wir erst die beiden Mineralien selbst näher kennen gelernt haben (pag. 673).

Zwischen der Krystallform und der chemischen Zusammensetzung bestehen gewisse Beziehungen, die besonders bei den Pyroxenen hervortreten. Rhombisch sind alle reinen Magnesia-, resp. Magnesiaeisenoxydulpyroxene ohne Kalk, Alkalien, Tonerde und Eisenoxyd. Tritt einer oder der andere dieser letzteren Bestandteile auf, für sich oder neben jenen, dann ist die Verbindung monoklin. Ist Mangan das einzige Metall oder spielt es eine hervorragende Rolle, dann pflegt das Mineral triklin zu sein; doch sinkt einerseits im triklinen Babingtonit der *MnO*-Gehalt zuweilen auf kaum 2 % herunter, während er andererseits im monoklinen Schefferit und Jeffersonit auf 10 % steigen kann. In der Amphibolreihe ist diese Beziehung in ähnlicher Weise vorhanden, aber weniger ausgeprägt. Auch hier sind die reinen Magnesia-, resp. Magnesiaeisenoxydulverbindungen durchweg rhombisch, doch tritt daneben z. T. schon eine gewisse Menge Tonerde auf, aber kein Kalk und keine Alkalien. Mit deren Erscheinen wird

das Krystallsystem stets monoklin oder auch triklin. Das Mangan spielt hier eine viel geringere Rolle als in der Pyroxengruppe.

Der Dimorphismus der in den Pyroxenen und in den Amphibolen enthaltenen Substanz tritt hervor, wenn man die einzelnen Glieder beider Reihen speziell vergleicht. Manche zeigen chemisch vollkommene Übereinstimmung bei verschiedener Krystallform, während allerdings manche andere spezielle Verbindungen nur entweder in der einen oder anderen Reihe anzutreffen sind. Die Substanz $(Mg, Fe)SiO_3$ krystallisiert in der Augitform und bildet so die rhombischen Pyroxene. Sie krystallisiert aber auch in der Amphibolform und bildet den Anthophyllit. Die Substanz $Na_2Al_2Si_4O_{12}$ findet sich in dem zur Pyroxengruppe gehörigen Jadeit, und auch in dem Glaukophan, einem Glied der Amphibolgruppe etc. In anderen Fällen trifft man in einem Pyroxen dieselben Bestandteile wie in einem Amphibol, jedoch in anderen Mengenverhältnissen. So entspricht der Diopsid der Pyroxengruppe der Formel $CaMgSi_2O_6$, der Tremolit der Amphibolgruppe ist $CaMg_3Si_4O_{12}$. Daß aber auch hier Dimorphismus vorliegt, zeigt uns die folgende Erscheinung. Schmilzt man Krystalle von Tremolit (oder dem etwas eisenhaltigen Tr., dem Strahlstein), so erstarrt die Schmelze krystallinisch, aber nicht mehr in der Form der Hornblende, sondern der des Augits. Der Amphibol ist also ohne jede Änderung des chemischen Bestands in Pyroxen übergegangen und hat dabei nicht nur seine Krystallform geändert, sondern auch sein spezifisches Gewicht, das von 3.0 auf 3,3 gestiegen ist.

Betrachten wir die Formeln des Tremolits und des Diopsids, sowie die der anderen schon genannten Pyroxene und Amphibole, so werden wir annehmen müssen, daß den rhombischen Augiten das Molekül $Mg_2Si_2O_6$ und dem Jadeit das Molekül $NaAlSi_2O_6$ zuzuschreiben ist, und daß dann dementsprechend dem Anthophyllit die Formel $Mg_4Si_4O_{12}$ und dem Glaukophan die Formel $Na_2Al_2Si_4O_{12}$ zukommt, analog den Formeln $CaMgSi_2O_6$ des Diopsids und $CaMg_3Si_4O_{12}$ des Tremolits. Wir erkennen hieraus auch die wahrscheinliche Ursache des hier vorliegenden Dimorphismus. Wir haben es mit einer Polymerie zu tun, und zwar ist die Substanz, wie es scheint, monotrop, da man nach unseren bisherigen Kenntnissen wohl Amphibol ohne Änderung des chemischen Bestands in Pyroxen überführen kann, aber nicht umgekehrt. Dagegen geht der Pyroxen allerdings häufig durch chemische Umwandlung unter Beibehaltung der Form in Amphibol über und bildet die mit dem Namen *Uralit* bezeichnete Pseudomorphose (siehe unten pag. 673).

Gruppe der Pyroxene und Amphibole.

a) Rhombische.

$a:b:c$

Enstatit: $Mg_2Si_2O_6$; . . . . 1,0308 : 1 : 0,5885.
Bronzit: $(Mg, Fe)_2Si_2O_6$;
Hypersthen: . . . 1,0295 : 1 : 0,5868.

$a:b:c$

Anthophyllit: $(Mg, Fe)_4Si_4O_{12}$; 0,5137 : 1 : ?

Gedrit: $(Mg, Fe)_4Si_4O_{12}$; $(Mg, Fe)_2Al_4Si_2O_{12}$; 0,5229 : 1 : 0,217.

b) Monokline.

α) Tonerdefreie.

$a:b:c$ β

Wollastonit: $Ca_2Si_2O_6$; 1,0523 : 1 : 0,4825, 95° 25′.
Pektolith: $(Ca, Na)_2Si_2O_6$; 1,0723 : 1 : 0,4685, 95° 23′.
Diopsid: $CaMgSi_2O_6$; 1,0522 : 1 : 0,5917, 90° 22′.
Hedenbergit: $CaFeSi_2O_6$; 1,050 : 1 : 0,587, 90½° ca.
Schefferit: $(Ca, Mn)(Mg, Fe)Si_2O_6$; 1,0574 : 1 : 0,5926, 90° 30′.
Jeffersonit: $(Ca, Mn)(Mg, Fe, Zn)Si_2O_6$; ?

$a:b:c$ β

Tremolit: $CaMg_3Si_4O_{12}$;
Strahlstein: $Ca(Mg, Fe)_3Si_4O_{12}$; } 0,5415 : 1 : 0,2886, 105° 11½.
Richterit: $(Mg, Ca, Mn, K_2, Na_2)_4Si_4O_{12}$; 0,5499 : 1 : 0,2854, 104° 14′.

β) Tonerdehaltige.

Augit: $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$; $(Mg, Fe)Al_2SiO_6$; $(Mg, Fe)Fe_2SiO_6$; 1,052 : 1 : 0,592, 90° 22′ ca.

Hornblende: $Ca(Mg, Fe)_3Si_4O_{12}$; $(Mg, Fe)_2Al_4Si_2O_{12}$; $(Mg, Fe)_2Fe_4Si_2O_{12}$; 0,5318 : 1 : 0,2936, 104° 58′.

γ) Alkalihaltige.

Spodumen: $LiAlSi_2O_6$; 1,0539 : 1 : 0,7686, 90° 47′.
Jadeit: $NaAlSi_2O_6$; $(Mg, Fe, Ca)_2Si_2O_6$; ?
Akmit (Ägirin): $NaFeSi_2O_6$; 1,0527 : 1 : 0,6012, 90° 59½′.

Glaukophan: $Na_2Al_2Si_4O_{12}$; $(Mg, Fe, Ca)_4Si_4O_{12}$; 0,53 : 1 : 0,29, 105° ca.
Riebeckit: $Na_2Fe_2Si_4O_{12}$; $Fe_4Si_4O_{12}$; 0,5475 : 1 : 0,2295, 103° 50′.

Urbanit: $\begin{cases} NaFeSi_2O_6; \\ (Ca, Mg, Mn, Fe)_2 Si_2O_6; \end{cases}$
1,0482 : 1 : 0,7460, 91° 55′.

Arfvedsonit: $\begin{cases} (Na_2, Fe)Fe_2Si_4O_{12}; \\ (Ca, Mg)_2 (Al, Fe)_4 Si_2O_{12}; \end{cases}$
0,5496 : 1 : 0,2936, 104° 58′.

c) Trikline.

Rhodonit: $(Mn, Ca)_2Si_2O_6$;
1,0728 : 1 : 0,6213, $\alpha = 103°18'$,
$\beta = 108°44'$, $\gamma = 81°39'$.

Änigmatit: $\begin{cases} (Na_2, K_2, Fe)_4 Si_4O_{12}; \\ Na_2Al_2Si_4O_{12}; \\ Ca(Fe, Mn, Mg)_3Si_4O_{12}; \end{cases}$
0,6627 : 1 : 0,3505, 90° 6′,
102° 13′, 89° 54′.

Fowlerit: $(Mn, Ca, Fe, Zn, Mg)_2Si_2O_6$;
1,0780 : 1 : 0,6263, 103° 39′,
108° 48½′, 81° 55′.

Babingtonit: $\begin{cases} (Ca, Fe, Mn)_2 Si_2O_6; \\ Fe_2Si_3O_9; \end{cases}$
1,0691 : 1 : 0,6308, 104° 21½′,
108° 31′, 83° 34′.

Gruppe der Pyroxene (Augite).

a) Rhombische Pyroxene.

Die vorzugsweise MgO- und FeO-haltigen und CaO-freien. Meist sind das MgO- und das FeO-Silikat isomorph gemischt, wobei letzteres allermeist erheblich zurücktritt. Sie sind in der Hauptsache frei von Al_2O_3. Achsenverhältnis: $a:b:c =$ 1,03 : 1 : 0,59; mit dem FeO-gehalt etwas schwankend. Doppelbrechung schwach. Nicht selten mit monoklinem Pyroxen parallel verwachsen.

Enstatit.

Das reine Magnesiasilikat: $MgSiO_3 = MgO \cdot SiO_2$, 40,0 MgO, 60,0 SiO_2, daneben aber stets etwas FeO (bis ca. 5 %) als $FeSiO_3$, wenig Al_2O_3 (bis 2 %) etc. Die Flächen des rhombischen Prismas schneiden sich unter ca. 88°, welche Kante, wie bei den monoklinen Pyroxenen, hier nach vorn gekehrt gedacht wird, so daß Axe $a > b$; $a:b:c =$ 1,0308 : 1 : 0,5885. Beide Prismenkanten sind häufig abgestumpft. Große, flächenreiche Krystalle fanden sich auf einer Apatitlagerstätte bei Bamle in Norwegen mit Rutil, Phlogopit u. a. Mineralien auf Spalten im Hornblendeschiefer, die Krystalle bis 40 cm lang, sind aber nur mit dem Anlegegoniometer meßbar; die Formen und Winkel sind von denen des Bronzits (s. u.) nicht wesentlich verschieden. Nach den Prismenflächen deutlich, nach der Querfläche weniger deutlich spaltbar; zuweilen in der Richtung der Prismenkante etwas fasrig. H. = 5½.

G. = 3,10—3,19; spröde. Opt. A. E. *bc*, also brachydiagonal, 1. M. L + und ‖ *c*, $\varrho > v$, D. Br. schwach. Farblos, gelblich, bräunlich, grünlich; nur schwach dichroitisch; höchstens durchscheinend. Auf Spaltungsflächen perlmutterglänzend. Fast unschmelzbar, von Säuren nicht angegriffen. Der reinste E., frei von FeO und Al_2O_3, im Meteorstein von Bishopville in S. Carolina (Shepardit, G. Rose; Chladnit, Shepard) und in einigen anderen Meteoriten. Kleine, derbe, fasrige Prismen bei Aloisthal in Mähren im serpentinähnlichen Pseudophit eingewachsen; bei Bamle (s. o.) und in derben Massen im Amt Nordland in Norwegen. Selten als Gemengteil gewisser Gesteine: Norite, Peridotite etc.; doch sind die hier vorkommenden rhombischen Pyroxene meist FeO-reicher (Bronzit und Hypersthen). Verwandelt sich leicht in ein talk- oder specksteinähnliches Umwandlungsprodukt, in welches z. B. die großen Krystalle von Bamle an der Oberfläche umgeändert sind.

(G. vom Rath und Brögger, Zeitschr. f. Kryst. I. 1877.)

Bronzit.

$MgSiO_3$ mit größeren Mengen von $FeSiO_3$ in isomorpher Beimischung (ca. 6—15 % FeO); auch etwas Al_2O_3 und Fe_2O_3. Deutliche Kryställchen im Meteoriten von Breitenbach im Erzgebirge (mit 13,58 FeO). $m = \infty P$ (110), $m/m = 88^0\,16'$ (vorn); $p = \frac{1}{2}P\bar{\infty}$ (102), $p/p = 148^0\,8'$ (oben); daher: $a : b : c = 1{,}0308 : 1 : 0{,}5885$, wie beim Enstatit. Meist nur krystallinisch derb, auch etwas fasrig. Spaltbarkeit nach *m* deutlich. Vollkommene schalige Absonderung brachydiagonal, nach der Querfläche $a = \infty P\bar{\infty}$ (100); diese, die scharfe vordere Prismenkante abstumpfend, ist vielfach in horizontalen Knicken und Wellen hin- und hergefaltet, was auf Zwillingsbildung nach $\frac{1}{4}P\bar{\infty}$ (104) beruht. In der Richtung der Querfläche sind den Krystallen dünne Plättchen einer fremden Substanz eingelagert, welche vielleicht die Ursache der leichten Trennung nach dieser Fläche sind, die nicht als Spaltungsfläche betrachtet werden darf. Spröde; H. = 5—6. G. = 3,2—3,3. Doppelbrechung schwach; opt. A. E. *b c*, brachydiagonal, + 1. M. L. *c* bei eisenarmen Bronziten. Der Achsenwinkel um die + 1. M. L. (oder um die Achse *c*) ist um so geringer, je kleiner der FeO-Gehalt, und wächst im allgemeinen stetig mit diesem. Bei einem gewissen FeO-Gehalt (ca. 10 %) ist der innere Achsenwinkel = 90°, und bei noch mehr FeO wird er $> 90^0$. Von da ab ist $\varrho < v$, die 1. M. L. ‖ der Querchse *b* und nunmehr —, denn bei allen Br. ohne Ausnahme ist die Achse *c* die Achse der kleinsten Elastizität. Von hier an nimmt mit steigendem FeO-Gehalt der spitze innere Achsenwinkel an der Achse *b* ab, der stumpfe Achsenwinkel um die Achse *c* dagegen wie vorher fortdauernd zu. Der Bronzit ist durchscheinend bis undurchsichtig. Auf der Absonderungsfläche *a* ist vielfach ein durch die massenhafte Einlagerung der erwähnten

Plättchen erzeugter, metallischer bronzefarbiger Schiller, auf den Prismenflächen Seidenglanz. Grün in verschiedenen Nüancen, auch gelb und braun, etwas dunkler als Enstatit; nur schwach dichroitisch. V. d. L. fast unschmelzbar, von Säuren nicht angegriffen. Findet sich außer in dem oben genannten noch in einigen anderen Meteoriten; unregelmäßig begrenzte Bronzitindividuen, zuweilen ziemlich groß, kommen vielfach, oft mit Olivin zusammen, im Gabbro und Norit vor, auch in manchen daraus entstandenen Serpentinen, so bei Kupferberg im Fichtelgebirge, im Ultental in Tirol, bei Kraubat in Steiermark, am Mont Brésouard bei Markirch in den Vogesen; sodann in den Olivinbomben vom Dreiser Weiher in der Eifel und aus dem Basalt vom Stempel bei Marburg etc; im Olivinfels (Lherzolith) vom See Lherz in den Pyrenäen etc. Auch manche Trachyte, z. B. in Ungarn, und Basalte, z. B. in Hessen, enthalten Bronzit (vergl. Hypersthen).

Besonders zu erwähnen ist der Bronzit, der sich mit Olivin und Serpentin, sowie mit anorthitähnlichem Feldspat im Schillerfels an der Baste im Radautal im Harz findet (*Protobastit*). Er ist wie noch einige andere im Serpentin eingewachsene Bronzite durch eine auf beginnender Umwandlung in Serpentin beruhende abweichende optische Orientierung ausgezeichnet; bei ihm ist die opt. A. E. nicht *bc*, sondern *ac*, also makrodiagonal, die — M. L. ist *a*. Derselbe geht durch fortgesetzte Verwitterung in den gelblich metallisch glänzenden *Diaklasit* und weiterhin in den weichen *Schillerspat* (Bastit) von serpentinähnlicher Zusammensetzung über. Der Bronzit verwittert überhaupt leicht wie der Enstatit zu talk- oder serpentinähnlichen Umwandlungsprodukten. Ein solches von talkähnlicher Beschaffenheit ist z. B. der sehr weiche, noch metallisch glänzende *Phästin* von Kupferberg im Fichtelgebirge.

(V. v. Lang, Sitzgsber. Wiener Ak. 59, 1869; Tschermak, Mineralog. Mittlgn. I, 1871, 17.)

Hypersthen.

Hierher gehören die eisenreichsten Mischungen $(Mg, Fe)\,SiO_3$, in denen manchmal sogar das Eisensilikat überwiegt, ca. 15—28 FeO; alle enthalten auch etwas Al_2O_3 und Fe_2O_3, einzelne in erheblicher Menge (bis 10 % Al_2O_3).

Deutlich ausgebildete kleine Kryställchen finden sich in vulkanischen Gesteinen, so in Sanidinbomben am Laacher See (*Amblystegit*, 25,60 FeO, 5,05 Al_2O_3) und im Trachyt des Mt. Capucin am Mont Dore in Frankreich; bei Málnás und am Aranyerberg in Ungarn (*Szaboit*) mit 19 FeO, in den Santorin-Laven, sowie in Persien am Demavend, in den Aschen des Krakatau und in Augitandesiten von Sumatra, in Andesitgesteinen von Ecuador und an anderen Orten. Die Formen und die Winkel

derselben stimmen mit denen des Bronzit aus dem Meteoriten von Breitenbach sehr nahe überein: $m/m = 88^{\circ}\ 20'$ und das Achsenverhältnis: $a:b:c = 1{,}0295:1:0{,}5868$. Der H. ist nach den Prismenflächen wenig spaltbar, nach der Querfläche *a*, die scharfe Prismenkante abstumpfend, vollkommen lamellar abgesondert. Nach der Querfläche *a* sind viele mikroskopisch kleine, dünne Plättchen eingelagert, die auf ihr einen ausgezeichneten metallischen, kupferigen Schiller und wahrscheinlich die Absonderung nach *a* hervorrufen. Wegen dieses Schillers wird der H. zuweilen als Schmuckstein benutzt. Die Farbe des H. ist schwärzlichbraun oder -grün; der Dichroismus ist stark. Durchscheinend bis undurchsichtig. A. E. *bc*; — M. L. *b*., dem hohen *FeO*-Gehalt entsprechend (vergl. Bronzit, pag. 652). G. = 3,4—3,5. H. = 6. V. d. L. etwas leichter als Bronzit zu einem schwarzen, wenig magnetischen Glas schmelzbar; von Säuren nicht angegriffen.

Außer an den genannten Orten trifft man H. in einigen Meteoriten, z. B. dem von Manegaum; sodann mit Feldspat den Hypersthenfels (Hyperit oder Hypersthenit) bildend. Der typische Hypersthen findet sich auf der St. Paulsinsel an der Labradorküste in größeren derben Stücken (sog. *Paulit*) in Geröllen mit dem farbenspielenden Labradorit, beide im gleichen Gestein. Hypersthen-Gesteine finden sich auf der Insel Skye, bei Farsund in Norwegen (dieser H. sehr Al_2O_3 reich, 10,5 Al_2O_3) etc. Auch in manchen Gabbros, z. B. dem von Volpersdorf in Schlesien, Penig in Sachsen etc. sind einzelne Krystalle von Hypersthen eingeschlossen, und zwar vielfach in Parallelverwachsung mit dem Diallag des Gabbro, so daß beide die Vertikalachse und die Querfläche gemein haben. Überhaupt scheint der Hypersthen ein Gemengteil vieler ähnlicher Gesteine, z. B. auch von Melaphyren, zu sein. Sehr verbreitet in Trachyten und Andesiten, sowie in den Trappgranuliten Sachsens etc. Große, undeutlich begrenzte Krystalle mit 5% *MnO*, im Magnetkies von Bodenmais im bayr. Wald.

(G. vom Rath, Pogg. Ann. 138, 529, Erg.-Bd. V, 152; Kosmann, N. Jahrb. f. Min. etc. 1868; A. Schmidt, Ztschr. f. Kryst. X, 210, 1885.)

Die rhombischen Pyroxene bilden in chemischer Beziehung eine ununterbrochene Reihe vom reinen *Mg*-Silikat bis zum eisenreichsten Hypersthen, und in ähnlicher Weise ändern sich auch die optischen Verhältnisse ganz stetig. Die Grenzen, welche die drei Mineralien Enstatit, Bronzit und Hypersthen bestimmen, sind ganz willkürlich gewählt. Am naturgemäßesten würde es sein, die Grenze zwischen Br. und H. so zu wählen, daß H. alle optisch negativen, Br. alle optisch positiven eisenhaltigen Verbindungen umfassen würde, während alle eisenfreien Enstatit genannt werden müßten. Allerdings wäre der Enstatit in diesem Umfang fast ganz auf einige Meteoriten beschränkt.

b) Monokline Pyroxene.

Die meisten monoklinen Augite haben im Unterschied zu den Hornblenden schwachen Pleochroismus und in der Symmetrieebene machen die Elastizitätsachsen

meist große Winkel (40° und mehr) mit der Vertikalachse (große Auslöschungsschiefe auf der Längsfläche). Dabei liegt meist die Achse der kleinsten Elastizität der Vertikalachse am nächsten. Mit steigendem Eisenoxydulgehalt wächst die Auslöschungsschiefe und der Achsenwinkel; mit wachsendem Eisenoxyd- und Natrongehalt nimmt der Pleochroismus zu und die Auslöschungsschiefe ab bis zu wenig Graden, und schließlich liegt die Achse der größten Elastizität der Vertikalachse am nächsten, womit die sonst positive Doppelbrechung in die negative übergeht. (Akmit, pag. 663). Die optischen Achsen liegen stets in der Symmetrieebene (geneigte Dispersion). Die Doppelbrechung ist bei allen monoklinen Augiten stark. (Unterschied von den rhombischen.) Auch die Lichtbrechung ist ziemlich kräftig.

α) Tonerdefreie.

Enthalten keine oder nur wenig Al_2O_3 und Fe_2O_3 (0—3%). Eine scharfe Grenze gegen die tonerdehaltigen Glieder der Reihe besteht nicht.

Wollastonit (Tafelspat).

$CaSiO_3 = CaO . SiO_2$, 48,28 CaO, 51,72 SiO_2. Die seltenen Krystalle sind in der Richtung der Achse b verlängert und nach der Querfläche tafelförmig. Das Vertikalprisma ∞P (110) hat in der S. E. einen Winkel von 87° 20′; die Krystalle können auf das fast rechtwinklige Achsensystem: $a : b : c = 1{,}0523 : 1 : 0{,}4825$, $\beta =$ 95° 25′ bezogen werden. Die Flächen parallel der Achse b sind besonders zahlreich. Häufig Zwillinge nach der Querfläche. Vier mehr oder weniger deutliche Bl. Br. gehen der Achse b parallel. H. = $4^1/_2$, G. = 2,8—2,9. Durchscheinend. Rötlich-, gelblich-, graulichweiß, glas-, auch perlmutter- und seidenglänzend. Opt. A. E. *ac*. Schwierig schmelzbar, von HCl unter Abscheidung von Kieselgallerte leicht zersetzt. Findet sich meist derb, fasrig, strahlig und körnig, als Kontaktbildung im körnigen Kalk, z. B. bei Auerbach a. d. Bergstraße, bei Cziklowa im Banat, bei Perheniemi und auf Pargas in Finnland etc. z. T. in größeren Stücken; kleine z. T. deutliche Krystalle aufgewachsen in Sommaauswürflingen. Auch am Capo di Bove bei Rom und in den neuen Laven der Insel Santorin etc. Feinkörnig im Gabbro des Radautales im Harz. Derb in krystallinischen Schiefern. Eine mächtige Wollastonitmasse von Tausenden von Kubikmetern bei Santa Fé in Mexiko. (G. vom Rath, Pogg. Ann. Bd. 138 und 144.)

Pektolith. $(Ca, Na_2)SiO_3$, also ein etwas Na_2O enthaltender W. von strahliger Beschaffenheit, der durch Verwitterung etwas H_2O aufgenommen und dadurch etwas andere optische Eigenschaften erhalten hat. Auf Drusen in Eruptivgesteinen; Monzoni und Mte Baldo, Bergen Hill in New-Jersey, Schottland (u. a. *Stellit* von Kilsyth); Wolfstein in der Pfalz (*Osmelith*). Stärker verwittert ist der *Walkerit* aus dem Diabas von Edinburg. Der *Manganpektolith*, im Eläolithsyenit von Arkansas, enthält 4% MnO.

Rosenbuschit. $(Ca, Na_2)(Si, Zr, Ti)O_3$. Es ist ein Pektolith, in dem ein Teil des Si durch Zr und auch durch Ti, und etwas O durch F_2 ersetzt ist, also ein Zirkonpektolith. Er bildet hell pommeranzengelbe ins graue gehende radialstrahlige bis filzige Aggregate von nach der Orthodiagonale verlängerten Kryställchen in den Syenitgängen bei Barkevik im südl. Norwegen.

Hier schließen sich noch zwei monokline Zirkonaugite an:

Låvenit. $Na(Mn, Ca)(ZrO . F)Si_2O_6$. Monokline, langgestreckte augitähnliche Krystalle, rötlichgelb bis schwarzbraun. Große Seltenheit in den Syenitpegmatitgängen der Insel Låven und Klein-Arö im Langesundfjord, südl. Norwegen.

Wöhlerit. $Na_6Ca_{10}Nb_2Zr_3Si_{10}O_{42}F_2$. Dicktafelförmige, durch Zwillings-

bildung rhombisch aussehende, gelbe bis farblose, harzglänzende Krystalle, denen des Låvenit sehr ähnlich, in den Syenitpegmatitgängen des südl. Norwegens.

Diopsid.

$CaMgSi_2O_6 = CaO \,.\, MgO \,.\, 2SiO_2$; 25,93 CaO, 18,52 MgO, 55,55 SiO_2, mit etwas FeO (bis 5 %), das einen Teil der MgO vertritt und als $CaFeSi_2O_6 = CaO \,.\, FeO \,.\, 2SiO_2$ isomorph beigemischt gedacht wird, denn stets ist $Ca = Mg + Fe$; sehr wenig Al_2O_3.

Findet sich in ausgezeichneten Krystallen, aufgewachsen und nach der Achse c verlängert. $M = \infty P$ (110); $M/M = 87^0\ 10'$; beide Kanten sind abgestumpft durch die Längsfläche: $l = \infty \not{P} \infty$ (010) und die Querfläche: $r = \infty \not{P} \infty$ (100), und zwar meist so stark, daß ein oblonges Prisma entsteht, begrenzt von l und r, dessen Kanten durch die Flächen M nur sehr schmal abgestumpft werden (Fig. 521—523).*) An dem in

Fig. 521. Fig. 522. Fig. 523.

Fig. 522 dargestellten Krystall ist noch das Vertikalprisma $f = \infty \not{P} 3$ (310) verhanden; Krystalle mit diesen Prismen- und Pinakoidflächen ohne regelmäßige Endbegrenzung sind nicht selten, die Flächen deutlich längs gestreift und etwas gebogen. An Krystallen mit Endflächen sind vordere und hintere schiefe Prismen (augitartige Paare) häufig, zuweilen mehrere an demselben Krystall; vorn: $u = -3\not{P}\frac{3}{2}$ (321), $u/u = 131^0\ 31'$; hinten: $s = \not{P}2$ $(\bar{1}22)$; $s/s = 120^0\ 49'$; $o = 2\not{P}\frac{4}{3}$ $(\bar{3}42)$, $o/o = 95^0\ 49'$; $\lambda = 3\not{P}\frac{6}{5}$ $(\bar{5}62)$, $\lambda/\lambda = 88^0\ 34'$; u, M, λ, o, s liegen alle in einer Zone; eine vordere Schiefendfläche derselben Zone ist: $t = -\frac{1}{2}\not{P}\infty$ (102); hinten liegt (ev. die Kante s/s in der Sym. Eb. abstumpfend): $P = \frac{1}{2}\not{P}\infty$ $(\bar{1}02)$ vergl. Fig. 526. $t/r = 105^0\ 50'$, $P/r = 105^0\ 30'$. Das Achsenverhältnis ist: $a : b : c = 1{,}0522 : 1 : 0{,}5917$ $\beta = 99^0\ 22'$.

Dieses beinahe rechtwinklige Achsensystem ist hier gewählt worden, um die krystallographischen Beziehungen zwischen den rhombischen und monoklinen Pyroxenen besser hervortreten zu lassen. Meist wird aber dem monoklinen Pyroxen ein sehr schiefwinkliges Achsensystem untergelegt, bei welchem $s = P$ $(\bar{1}11)$ und $u = -P$ (111). Aus $s/s = 120^0\ 49'$; $u/u = 131^0\ 31'$, in Verbindung mit dem Prismenwinkel: $m/m = 87^0\ 10'$ erhält man: $a : b : c = 1{,}0921 : 1 : 0{,}5893$; $\beta = 105^0\ 50'$; die anderen genannten Flächen haben dann die Ausdrücke: $o = 2P$ $(\bar{2}21)$; $\lambda = 3P$ $(\bar{3}31)$; $t = 0P$ (001);

*) Die Figuren sind so gezeichnet, daß ihre Hinterseite nach vorn gekehrt ist; ebenso die anderen auf Augit bezüglichen (mit Ausnahme von Fig. 526).

$P = P\infty$ ($\bar{1}01$); die Ausdrücke von M, f, r, l in der Prismenzone bleiben dabei dieselben wie oben. (v. Kokscharow, Materialien, Bd. IV; Hessenberg, Mineralog. Notizen; Sjögren, Zeitschr. f. Kryst. Bd. IV, 1880, 527; Lehmann, ibid. Bd. V, 1881, 532; Goetz, ibid. XI, 1886, 242; La Valle, ibid. XI, 401 und XIII, 1888, 293; Al. Schmidt, ibid. XXI, 1893, 1.)

Zwillinge nach r und t nicht selten; in letzterer Richtung häufig mehrfach wiederholt durch Einschiebung von Zwillingslamellen, welche eine schalige Absonderung nach dieser Fläche hervorbringen; bei den Zwillingen nach r sind die Individuen zuweilen kreuzweise durcheinander gewachsen.

Die Spaltbarkeit ist nach M ziemlich deutlich, nach r und l weniger deutlich; spröde. H. = $5\frac{1}{2}$—6. G. = 3,2—3,3. Glasglänzend, durchsichtig bis durchscheinend. Farblos, heller oder dunkler bouteillengrün, um so dunkler, je mehr FeO, auch grau; zuweilen am angewachsenen Ende eines Krystalls farblos bis gelblich, am freien grün. Pleochroismus schwach. Opt. A. E. ac, + 1. M. L. ist im vorderen stumpfen Winkel β gegen c unter 39° 15′ geneigt: $\varrho > v$; geneigte Dispersion. Der innere, wahre Achsenwinkel $2V = 59° 8'$; β = 1,6781 (r.). Auf der Querfläche sieht man im Polarisationsinstrument für konvergentes Licht eine Achse, auf Platten senkrecht zur Vertikalkante die andere austreten; bei Zwillingen nach r treten auf dieser letzteren Platte 2 Hyperbeln auf, von jedem Individuum eine. Die genannten Zahlenwerte sind mit wechselndem FeO-Gehalt, kenntlich an der helleren oder dunkleren Färbung, etwas veränderlich und zwar nimmt der Achsenwinkel und die Auslöschungsschiefe mit dem FeO-Gehalt zu. Schwer schmelzbar, von Säuren nicht angegriffen. Findet sich mit Granat und Klinochlor auf Klüften des Serpentins der Mussaalp im Alatal in Piemont; mit denselben Mineralien auf Klüften des Chloritschiefers von Achmatowsk bei Mursinsk im Ural; im Chloritschiefer des Zillertals in Tirol; die fast weißen Krystalle von Nordmarken in Schweden sitzen auf Magneteisen. Schön dunkelgrüner D. wird als Edelstein verschliffen. (Der sog. Chromdiopsid ist Al_2O_3-haltig und gehört also nicht hierher, siehe pag. 662.)

Violan. Ein 5 % Na_2O und 3 % MnO enthaltender Diopsid aus der Manganerzlagerstätte von St. Marcel in Piemont. Violett. Selten Krystalle, meist derbe, undeutlich stenglige Aggregate. Wohl dasselbe ist der blaßrote *Anthochroit* von Jakobsberg in Wermland, Schweden.

Salit (Malakolith). Mit dem Diopsid von gleicher Zusammensetzung sind die undurchsichtigen, trübe gefärbten, grauen, grünlichen etc. durch Verwitterung zuweilen oberflächlich weich gewordenen Krystalle und krystallinischen Aggregate des *Salit* (Malakolith). Typisch sind die eingewachsenen graugrünen Krystalle von den Erzlagerstätten von Sala in Schweden, an denen Oblongprismen rl mit durch M schmal

abgestumpften Kanten zu beobachten sind. Eine ausgezeichnete Querabsonderung nach *t* infolge von Zwillingsbildung nach *t*, wie beim Diopsid, ist nicht selten und eine solche Absonderungsfläche *t* begrenzt meist die Prismen allein an den Enden; auch nach *r* ist oft eine Absonderung vorhanden. Dasselbe Mineral findet sich zuweilen in größeren derben Stücken erratisch im norddeutschen Diluvium. Sodann gehören hierher die grauen krystallinischen Strahlen bei Wurlitz im Fichtelgebirge, von Reichenstein in Schlesien, von Schwarzenberg in Sachsen; ferner die graulich-grünen schilfartigen Strahlen von der Mussaalp im Alatal in Piemont (*Mussit* oder *Alalith*), von Zermatt im Kanton Wallis, vom Zillertal in Tirol etc. In manchen Gneißen und Hornblendegesteinen, Graniten, Diabasen etc. untergeordnet als mikroskopischer Bestandteil. Ähnliche Mineralien finden sich auch als Kontaktbildungen im Kalk eingewachsen, so bei Pargas in Finnland, bei Gulsjö in Schweden, bei Arendal in Norwegen, bei Bolton in Massachusetts und a. a. O. in Nordamerika, auch in Grönland. Zum S. ist endlich noch zu rechnen der grüne *Baikalit*, welcher mit Apatit und Magnesiaglimmer am Baikalsee vorkommt, zuweilen in gut ausgebildeten Krystallen. *Pikrophyll* ist ein verwitterter Malakolith von Sala.

Eisenreichere und damit MgO-ärmere und öfters zugleich etwas MnO enthaltende, stets dunkelgrüne und nur in dünnen Schichten durchsichtige Pyroxene, welche jedoch mit dem eisenfreien oder -armen Diopsid oder Salit durch ganz allmähliche Übergänge verbunden sind, kennt man von verschiedenen Fundorten, bes. in Skandinavien; so enthält z. B. ein solcher schwarzgrüner Pyroxen vom Taberg in Wermland 17,38 FeO und 4,99 MgO. Einige haben besondere Namen erhalten, so der *Kokkolith* (körniger Augit), als Kontaktbildung mit Kalkspat lagerartig im Magneteisen von Arendal in Norwegen, meist grün in verschiedenen helleren und dunkleren Nüancen, ein Aggregat lose verbundener unregelmäßig polyedrisch begrenzter Körner von Linsen- bis Erbsengröße, zuweilen auch kleiner; es sind darunter aber auch heller gefärbte Fe-ärmere Abänderungen. Hierher gehört auch der dunkelgrüne *Funkit* von Bocksäter in Gotland im Kalk, beide ca. 10 % FeO. Je größer der FeO-Gehalt, desto leichter die Schmelzbarkeit. Der zunehmende FeO-Gehalt führt ganz allmählig zum

Hedenbergit. Die reinen, MgO-freien Kalkeisenaugite $CaFeSi_2O_6$ (29,43 FeO, 22,18 CaO) heißen *Hedenbergit*; es sind dunkel schwarzgrüne, im Strich heller grüne, undurchsichtige derbe Massen, mit einem Spaltungsprisma von 87° 5'. Die Auslöschungsschiefe auf der Längsfläche *l* (Winkel der + M. L., also der Achse der kleinsten Elastizität, mit der *c*-Achse) ist 48°, $2V = 62\frac{1}{2}$ %. $\beta = 1{,}74$. G. = 3,47. Auf den Magneteisenlagerstätten von Tunaberg und von Nordmarken in Schweden im körnigen Kalk (Fig. 523); auch bei Arendal. Der braune *Schefferit*

von Longban in Schweden ist ein 10% MnO und 9—15% MgO enthaltender Hedenbergit mit ebenfalls wechselndem FeO-Gehalt; die eisenreichsten (15% FeO) sind *Eisenschefferit* genannt worden. Der schwarze *Jeffersonit* von Franklin Furnace in New Jersey, ein 10% ZnO und 10% MnO enthaltender Hedenbergit, bildet große gerundete Krystalle und derbe Massen im körnigen Kalk.

Diallag (Blätteraugit).

Ist ein monokliner, meist Al_2O_3-armer (1—4% Al_2O_3) selten daran reicherer Pyroxen von mittlerem FeO-Gehalt (8—16% FeO mit etwas MnO), der sich in seinen Eigenschaften nur durch eine vollkommene Absonderung nach der Querfläche infolge zahlreicher in dieser Richtung eingewachsener dünner mikroskopisch kleiner Krystallplättchen, von anderen Pyroxenen unterscheidet. Hierher gehören alle tonerdefreien und tonerdehaltigen Pyroxene, die diese Querabsonderung in vollkommener Weise zeigen. Sie sind auch durch ihr Vorkommen ausgezeichnet, das in der Hauptsache auf die Gabbrogesteine beschränkt ist, deren einen Hauptbestandteil der D. bildet. Er findet sich hier häufig neben rhombischen Augiten, bes. Hypersthen, nicht selten mit ihm und mit Hornblende parallel verwachsen. Deutliche Krystalle selten (Wildschönau in Tirol im Chloritschiefer); meist derbe Körner, oft von ziemlicher Größe. Undeutliche Spaltbarkeit nach dem Prisma ∞P (110) mit dem Winkel von ca. 87°. H. = 4—5. G. = 3,23—3,34. Braun, grau oder grün; auf der Absonderungsfläche ein metallischer Schiller durch jene in dieser Richtung eingewachsene Kryställchen. Höchstens kantendurchscheinend; Dichroismus schwach. Die Lage der optischen Elastizitätsachsen ist im allgemeinen wie beim Diopsid, so daß also namentlich auf der Längsfläche schiefe Auslöschung beobachtet wird und auf einem Spaltungsplättchen ein Bild einer Achse wahrnehmbar ist (Unterschied von den rhombischen Augiten, welche zuweilen äußerlich sehr ähnlich sind pag. 651)); es sind aber in dieser Beziehung manche Unregelmäßigkeiten zu beobachten. V. d. L. und gegen Säuren wie Diopsid, aber leichter schmelzbar. Hauptfundorte sind die Gabbros im Radautal im Harz, bei Penig in Sachsen, Volpersdorf in Schlesien, im Großarltal im Salzburgschen, Ultental in Tirol, bei Pacher in Steiermark, Le Prese im Veltlin, Ivrea in Piemont, Prato in Toskana etc. Auch in manchen Serpentinen, Olivingesteinen, Amphiboliten etc.

Verwittert ziemlich leicht und ist daher meist etwas H_2O-haltig. Das Endprodukt der Umwandlung ist eine talk- oder serpentinähnlich zusammengesetzte weiche Substanz. Ein solcher verwitterter Diallag von Elba ist *Pyrosklerit* genannt worden (siehe unten). D. geht auch zuweilen in Hornblende über (Uralit).

β) Tonerdehaltige.

Augit (im engeren Sinne).

Sie enthalten 4—9% Al_2O_3 nebst Fe_2O_3, sind übrigens nicht scharf von den tonerdefreien geschieden, welche ebenfalls vielfach Al_2O_3 in geringen Mengen enthalten. Meist sind ca. 10% FeO vorhanden. Sie werden als isomorphe Mischungen von: $mMgCaSi_2O_6 + nMgAl_2SiO_6$ oder: $m(MgO \,.\, CaO \,.\, 2SiO_2) + n(MgO \,.\, Al_2O_3 \,.\, SiO_2)$ aufgefaßt, wo MgO z. T. durch FeO und MnO, Al_2O_3 durch Fe_2O_3 vertreten ist. Demnach muß stets $Mg + Fe > Ca$ sein, was auch meist die Analysen ergeben. Ein nicht selten vorhandener kleiner *Na*-Gehalt beruht auf der Beimischung einer kleinen Menge von Akmit, $NaFeSi_2O_6$ (pag. 663). Man betrachtete früher die Al_2O_3-haltigen Augite wie die Al_2O_3-haltigen Hornblenden als isomorphe Mischung von $RSiO_3$ und Al_2O_3. Die Farbe ist dunkelgrün oder -braun bis fast schwarz, undurchsichtig, nur in dünnen Lamellen durchscheinend, selten, wenn die *Fe*-haltigen Moleküle fehlen, hell bis weiß (*Leukaugit*). Sie schmelzen nicht sehr schwer zu schwarzer, magnetischer Schlacke.

Bei den Krystallen pflegen, im Gegensatz zum Al_2O_3-freien Diopsid, die Prismenflächen *M* über die Pinakoide *r* und *l* vorzuherrschen entstehen dadurch meist achtseitige Prismen mit annähernd gleich großen Flächen oder solche, bei welchen die Kanten von *M* nur wenig, seltener gar nicht, oder nur zum Teil abgestumpft sind. Die Krystalle, bald ein-, bald aufgewachsen, sind z. T. sehr schön ausgebildet. Manche sind flächenarm, manche bilden sehr komplizierte Kombinationen. Ein sehr einfacher Krystall ist der in Fig. 524 abgebildete, an dem das hintere schiefe Prisma $s = \text{P}2$ $(\bar{1}22)$ die alleinige Endbegrenzung bildet; nach dieser Form sind die schiefen Prismen auch wohl „augitartige Paare“ genannt worden. Dazu gesellt sich häufig noch die Basis $n = 0P$ (001) und die vordere Schiefendfläche $t = -\frac{1}{2}\text{P}\infty$ (102) (Fig. 525); die Fläche *n* überwiegt zuweilen über *s* und *t* und der Krystall ist dann am Ende von einer rauhen rundlichen Fläche begrenzt, welche annähernd senkrecht zu der Prismenkante liegt. Diese Formen, ringsum ausgebildet, finden sich an den eingewachsenen Krystallen in Basalten, Melaphyren etc. und deren Tuffen (*basaltischer Augit*). Viel flächenreicher sind aber häufig die ähnlich wie Diopsid vorkommenden, auf Klüften von Silikatgesteinen aufgewachsenen Krystalle des *Fassaits* (Pyrgoms); ein solcher ist Fig. 526*) abgebildet, wo außer den schon beim Diopsid angeführten Flächen *M, r, l, λ, o, s, u, t, P* noch die beiden vorderen schiefen Prismen $z = -2\text{P}4$ (142) und $e = -3\text{P}2$ (362) vorkommen (welche in dem

*) In dieser Abbildung kehrt der Krystall seine Vorderseite dem Beschauer zu, bei den sämtlichen anderen die Hinterseite, vergl. pag. 656.

schiefwinkligen Achsensystem (pag. 656) die Ausdrücke: $s = 2P\infty$ (021) und $e = -3P3$ (131) haben). Eine etwas einfachere Kombination des Fassaits gibt Fig. 527, an welcher nur die Flächen o und s neben dem Prisma M vorkommen, dessen Kanten nicht abgestumpft sind. Ausgezeichnete flächenreiche Krystalle auch in den Auswürflingen der Somma am Vesuv.

Fig. 524. Fig. 525. Fig. 526. Fig. 527. Fig. 528.

Zwillinge sind bei dem tonerdehaltigen Augit nach verschiedenen Gesetzen beobachtet, so besonders nach der Querfläche r. Einen solchen, wie er beim basaltischen Augit häufig vorkommt, gibt Fig. 528 (vergl. Fig. 257—260). Andere Gesetze sind seltener, namentlich solche, bei denen sich die Individuen mit geneigten Vertikalachsen durchdringen.

Die Winkel und die optischen Verhältnisse sind hier sehr ähnlich wie beim Diopsid: die Neigung der + M. L. gegen die Achse c (bis 54°), sowie die Winkel der opt. Achsen (2 V bis 68°) sind mit der Zusammensetzung etwas schwankend. Der Dichroismus ist meist merklich, aber nicht so stark wie bei den entsprechenden Amphibolen. Spaltbarkeit nach dem Prisma meist unvollkommen. H. = 5—6. G. = 3,2—3,6, mit der Zusammensetzung schwankend.

Man unterscheidet verschiedene Varietäten der tonerdehaltigen Augite:

Fassait (Pyrgom, grüner Augit z. T.). Ein Kontaktmineral im Kalk mit den Fig. 526, 527 abgebildeten Formen, ähnlich dem Diopsid, aber die Prismenflächen M über die Pinakoide l und r überwiegend (vergl. Fig. 521—523). Auf Spalten aufgewachsen: stark glänzend, grün, meist ziemlich dunkel. Fassatal in Tyrol, Traversella in Piemont. Hierher gehören auch die meisten der verschieden gefärbten braunen und grünen glänzenden Kryställchen auf den Drusen der Sommaauswürflinge vom Vesuv. G. = 3,2—3,3.

Gemeiner Augit. Meist dunkelgrünlich bis grünlichschwarz (rabenschwarz). Findet sich in älteren Gesteinen als Gemengteil, so z. B. in den Diabasen. Ferner gehören zum gemeinen Augit die Krystalle aus den Magneteisenlagern der Gegend von Arendal, oben meist nur von der Schiefendfläche $P = \frac{1}{2}P\infty$ (102) begrenzt, sodann ein Teil des Kokkolith von dort (der schwarze), die Krystalle des

schwarzen Augits von Pargas in Finnland aus der Kontaktzone im Kalk etc. G. = 3,29.

Basaltischer Augit (muschliger A.). In vulkanischen Gesteinen, vorzugsweise in Andesiten, Phonolithen, Basalten und Melaphyren, sowie in deren Tuffen, auch in neugebildeten Laven eingewachsen, als Gemengteil oder lose in den vulkanischen Sanden und Aschen, meist in schönen, flächenarmen kurzprismatischen Krystallen (Fig. 524, 525, 528). Enthält nicht selten mehrere Prozent TiO_2 statt SiO_2 und wird dann in Dünnschliffen mit einem charakteristischen bräunlich violetten Ton durchsichtig. Zeigt zuweilen eine „geflossene“, rundliche Oberfläche. Blätterbrüche wenig deutlich, Bruch muschlig; höchstens durchscheinend; braunschwarz (pechschwarz). Besonders schöne und große Krystalle in dem Basalttuff von Boreslaw in Böhmen; ferner am Kaiserstuhl bei Freiburg im Breisgau, wo er ca. 3% TiO_2 enthält, am Laacher See, in der Eifel, in der Rhön; ferner am Vesuv und Ätna, in der Auvergne, auf den Azoren, Kanaren etc. Hierher gehört auch der A. aus dem Augitporphyr von Bufaure im Fassatal, mit gerundeter Endbegrenzung n (Fig. 525) (siehe pag. 660). G. = 3,3—3,4.

Alle diese Al_2O_3-haltigen Augite verwittern nicht schwer und geben Ton (z. B. Anauxit), auch chloritische Substanzen (Grünerde, Seladonit), welche als Pseudomorphosen nach Augit vorkommen, sowie Epidot, Biotit etc., nebst Opal und Chalcedon und Karbonaten.

Tonerdehaltig ist auch der

Chromdiopsid, smaragdgrün, bis 3% Cr_2O_3 und 7½% Al_2O_3, der in kleinen Körnern in manchen Olivingesteinen, z. B. in den Olivinbomben des Dreiser Weihers in der Eifel, in den Olivineinschlüssen vieler Basalte z. B. am Stempel bei Marburg, im Lherzolith vom See Lherz in den Pyrenäen etc. vorkommt. Ebenso auch der

Omphazit, lauch- oder grasgrün, derb, strahlig-blättrig, mit rotem Granat und oft auch grasgrüner Hornblende (Smaragdit) verwachsen im Eklogit des Fichtelgebirgs, der Saualpe in Kärnten, von Bacher in Steiermark etc. Endlich

Porricin, grüne, mikroskopisch kleine Augitnädelchen, welche die im Basalt eingeschlossenen Quarzkörner umranden und durch Zusammenschmelzen von Basaltmagma mit etwas Quarz entstanden sind.

Namentlich tonerdehaltige Augite sind häufig unter Beibehaltung der Form in mehr oder weniger deutlich parallelfasrige Hornblende verwandelt, die man an den Blätterbrüchen erkennt (*Uralit*, vergl. pag. 673).

(v. Kokscharow, Materialien Bd. 4; v. Zepharovich, N. Jahrb. für Min. 1871; Hessenberg, Min. Notizen an vielen Stellen; Tschermak, Miner. Mittlgn. I, 1871, 17; Croß, Am. Journ. of sience. Bd. 39, 1890, 359; Dölter, Tschermaks Min. Mittlgn. VII, 1877; Miner. und petrogr. Mittlgn. I, 1878, II, 1880, V, 1882; Rammelsberg, Pogg. Ann. 103; Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. 1867; Wiik, Zeitschr. f. Kryst. Bd. VIII; Herwig, Gymnasialprogramm, Saarbrücken 1884; Dölter, N. Jahrb. Min. 1885, I, pag. 43; Mann, N. Jahrb. f. Min. 1884, II, pag. 173; Merian, ibid. Beil.-Bd. III, 1884, 252; Wülfing, Diss. Tübingen 1891 und Tschermaks min. und petr. Mittlgn. Bd. 14, 1895, pag. 29.)

γ) Alkalihaltige.

Sind im ganzen wenig wichtig. Meist sehr leicht schmelzbar.

Spodumen (Triphan).

$LiAlSi_2O_6 = Li_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$ mit 7,09 Li. Monoklin, oft in deutlichen der Augitform entsprechenden Krystallen. $a:b:c = 1,0539:1:0,7686$; $\beta = 90^\circ 47'$. G. = 3,1 bis 3,2. H. = $6^1/_2$—7. Leicht schmelzbar und die Flamme rot färbend. Von Säuren nicht angegriffen. Bildet meist derbe, breitstrahlige Massen. Grünlichweiß auf den Magneteisenlagerstätten von Utö bei Stockholm; graulich im Granit von Goshen, Chesterfield und von Norwich in Massachusetts, hier in Krystallen. Große Krystalle auch bei Branchville, Conn., und in den Black Hills, Dakota, wo er in Massen für die Lithiongewinnung gegraben wird, hier hellbläulichrot. Krystalle, bis zu 36 Fuß Länge auf der Etta-Zinngrube in Dakota. Zersetzt sich leicht und bildet eine große Zahl von Verwitterungsprodukten. Dieser eigentliche Sp. ist trübe. Schön durchsichtig und durch einen kleinen Cr_2O_3-Gehalt smaragdgrün gefärbt ist die Varietät des *Hiddenit* von Alexander County in N.-Carolina, auf Drusen im Gneiß. Durchsichtige, auch hellgelbe Krystalle des H. von Minas Geraes in Brasilien. Der Hiddenit wird als Edelstein geschliffen. Der ziemlich reichlich vorkommende trübe Sp. ist neben dem Lithionglimmer das Hauptmaterial zur Herstellung von Li-Präparaten.

Petalit.

$Li_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 8SiO_2$, also ebenfalls ein Lithion-Tonerde-Silikat, aber viel SiO_2-reicher; steht aber trotzdem dem Spodumen, überhaupt den Pyroxenen in der Form nahe. G. = 2,4. H. = $6^1/_2$. Der eigentliche P. bildet trübe weiße bis rötlich weiße, stets derbe, grob- bis feinkörnige Massen auf der Magneteisenlagerstätte von Utö mit Spodumen; bei Bolton, Mass. im Granit. Krystalle, meist unvollständig ausgebildete, löcherige Skelette, bildet nur der starkglasglänzende sog. *Kastor* oder *Castorit*, wasserhell, mit Pollux auf Granitgängen von Elba. Ein wasserhaltiges Verwitterungsprodukt desselben ist *Hydrocastorit* genannt worden.

Jadeit.

Wie Spodumen, aber Na statt Li, also $NaAlSi_2O_6 = Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$; meist sind aber auch andere Pyroxensilikate beigemischt. Niemals deutliche Krystalle, stets nur derbe, mehr oder weniger feinkörnige Aggregate. Die mikroskopische Untersuchung hat aber mit Sicherheit ergeben, daß J. monoklin mit den Eigenschaften der Pyroxene ist. Zwei deutliche Spaltungsflächen schneiden sich unter 87° ca. G. = 3,3. H. = $6^1/_2$—7. Ziemlich zähe. Trübe, höchstens durchscheinend; glas- bis perlmutterglänzend. Weiß, mit einzelnen durch einen kleinen Chromgehalt smaragdgrünen Flecken; auch durch etwas Eisen licht flaschengrün. Schon in der Bunsenflamme schmelzend und diese stark gelb färbend (Na-Reaktion). Anstehend fast nur in Zentralasien (Ober-Birma, Thibet, Ost-Turkestan) bekannt, den krystallinischen Schiefern eingelagert; sehr spärlich und z. T. noch unsicher in Europa. Hier vielfach als Material zu prähistorischen Steinbeilen etc. (Deutschland, Schweiz, Italien, Frankreich etc.) ähnlich wie der Nephrit (pag. 667). Heutzutage besonders wie dieser in China verarbeitet (Stein Yü) und sehr geschätzt. (E. Cohen, N. Jahrb. f. Min. 1884, I, 71; Noetling, ibid. 1896, I, 1; Bauer, ibid. 1896, I, 18 u. 85; 1897, I, 258.) Ein stark eisenhaltiger tief grün gefärbter J. ist der *Chloromelanit*, der aber bisher nur in Neu-Guinea anstehend, in Europa bloß im bearbeiteten Zustand gefunden worden ist. (H. Fischer Nephrit und Jadeit, 1880; vergl. auch Nephrit.)

Akmit (Ägirin).

$NaFeSi_2O_6 = Na_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 4SiO_2$ mit geringen Mengen von anderen Pyroxenmoleküle. Dunkelbraune und -grüne Krystalle von der Form des Augit. $a:b:c = 1,0527:1:0,6012$ $\beta = 90^\circ 59^1/_2'$. Die Form ist nach der Vertikalachse lang gestreckt und nach der

Querfläche tafelförmig. Die Endbegrenzung ist durch das Vorherrschen der Flächen *o* sehr spitzig oder durch die Ausbildung von *P* und *s* sehr stumpf, dadurch der Habitus von anderen Pyroxenen etwas abweichend. Die Krystalle sind vielfach etwas geknickt und gebogen. Fast stets Zwillinge nach der Querfläche. Nach den Flächen des Prismas und der Längsfläche deutlicher spaltbar, als andere Pyroxene; nach der Basis zuweilen ebene Absonderung. Optisch von den Augiten abweichend (pag. 655); starke — Doppelbrechung und kleine Auslöschungsschiefe; die 1. M. L. macht mit der Achse *c* einen Winkel von $3^1/_2$ bis 6° auf ∞P∞ (010). Meist beträchtlicher Pleochroismus. Leicht schmelzbar zu schwarzem magnetischem Glase und dabei die Flamme gelb färbend (*Na*-Reaktion). *Akmit* heißen die deutlichen braunen Krystalle von der oben beschriebenen Form, besonders die in dem Quarz der Granitgänge von Rundemyr auf Eker im südl. Norwegen. Grünlichschwarz ist der häufigere *Ägirin*, der in Krystallen (meist einfachen) und derben Körnern einen Gemengteil vieler alkalireicher Eruptivgesteine bildet, so der Eläolithsyenite des südl. Norwegens und Grönlands und anderer Orte, mancher Trachyte (Azoren), Phonolithe, Leucitophyre etc. Brauner Akmit und grüner Ägirin auch miteinander parallel verwachsen. (Brögger, Zeitschr. f. Kryst. XVI, 1890, 295.)

Ägirin-Augit sind gewisse gesteinsbildende Augite genannt worden, die das Ägirinmolekül neben den anderen Pyroxenmolekülen enthalten. Sie sind grün, dichroitisch wie Ägirin und haben dieselbe Lage der Elastizitätsachsen in der Symmetrieebene. Die der Vertikalachse zunächst gelegene Elastizitätsachse ist wie im Ägirin die größte (nicht wie beim Diopsid etc. die kleinste). Findet sich in manchen Eläolithsyeniten, Phonolithen und Leucitophyren.

Urbanit ist der braune bis schwarze Pyroxen von Longbau und aus der Glakärngrube in Schweden, der neben dem überwiegenden Akmitsilikat auch etwas Diopsidsilikat und $6^1/_2$ % *MnO* enthält.

c) *Trikline Pyroxene.*

Besonders die *MnO*-haltigen.

Rhodonit (Mangankiesel, Pajsbergit, Bustamit, Fowlerit).

$MnSiO_3 = MnO . SiO_2$, 54,0 *MnO*, 46,0 SiO_2; etwas *Mn* durch *Ca* und *Fe* ersetzt. Trikline Krystalle, ähnlich denen des Pyroxens: $a:b:c = 1{,}0728:1:0{,}6213$; $\alpha = 103^\circ\,18'$; $\beta = 108^\circ\,44'$; $\gamma = 81^\circ\,39'$; selten. Ein Spaltungsprisma hat den Winkel 87° 38'. Meist derb, gewöhnlich feinkörnige bis dichte Massen. G. = 3,5—3,6. H. = $5—5^1/_2$. Schwer schmelzbar; von Säuren nicht angegriffen. Krystalle oft durchsichtig, derbe Massen trübe, höchstens kantendurchscheinend. Im reinen frischen Zustand dunkelrosenrot, durch Verwitterung (Übergang des *MnO* in höhere Oxydationsstufen, bis MnO_2) dunkelbraun bis schwarz, vielfach nur oberflächlich oder in Adern und Flecken (schwarzer Mangankiesel).

Im Kieselschiefer feinkörnig bis dicht bei Elbingerode im Harz; in ähnlicher Beschaffenheit auf einem Gang bei Katharinenburg im Ural in Massen, hier zu kleinen Gebrauchsgegenständen von schön rosenroter Farbe verarbeitet. Meist mit anderen *Mn*-haltigen Mineralien zusammen, so auf den Lagerstätten *Mn*-haltiger Eisenerze in Wermland, Schweden, bei Pajsberg (*Pajsbergit*, schönste Krystalle), Longbanhyttan, Harstigen etc. In Massen auf den Manganspatlagerstätten der Provinz Huelva in Spanien. In geringerer Menge mit anderen Manganmineralien auf den Erzgängen von Kapnik in Siebenbürgen, bei St. Marcel in Piemont, in Cornwall etc. Hierher auch der *Hermannit* von Cummington, Mass. *Bustamit* ist der graurote, radialstrahlige, stark kalkhaltige (9—20 % *CaO*) R. aus Mexiko. Der 5—8 % *ZnO*, 3—9 *FeO* und 6—7 *CaO* führende R., der sich in großen

rötlichen Krystallen und spätigen Stücken im Kalkspat der Manganerzlagerstätten von Mine Hill und Sterling Hill in New-Jersey findet, wird *Fowlerit* genannt.

Durch Verwitterung entstehen rote und schwarze Umwandlungsprodukte und amorphe Neubildungen, letztere z. T. in erheblicher Menge, so in Huelva (Spanien). Sie sind z. T. mit besonderen Namen benannt worden. Hierher gehört u. a. der *Photicit*, *Hydropit* und *Allagit* von Elbingerode, der *Hydrorhodonit* von Longban und der *Karyopilit* von Pajsberg, beide durch Wasseraufnahme entstanden, der braune *Klipsteinit*, ein Gemenge von Rhodonit und Wad von Herbornseelbach in Nassau, und viele andere. Sie werden zuweilen als *Mangankiesel* zusammengefaßt.

Babingtonit. $(Ca, Fe, Mn) SiO_3$ mit dem nur hier vorkommenden Silikat: $Fe_2Si_3O_9 = Fe_2O_3 . 3SiO_2$. Kleine glänzende, undurchsichtige, schwarze, taflige oder prismatische, aufgewachsene Kryställchen von Augitform, sehr nahe der des Rhodonit, mit einem Spaltungsprisma = 87° 23'. H. = $5^1/_2$—6. G. = 3,4. Leicht schmelzbar. Arendal auf Gängen, Baveno in Granitdrusen, Herbornseelbach in Nassau in Hohlräumen des Eisenkiesels.

Endlich schließt sich ein trikliner Zirkonaugit an, der

Hjortdahlit. $Na_4Ca_{12}(Si, Zr, Ti)_{14}O_{39}F_6$. In der Form dem Wöhlerit nahestehend. Lange dünne gelbe Kryställchen im Syenitpegmatit der Insel Mittel-Arö im Langesundfjord bei Christiania.

Gruppe der Hornblenden (Amphibole).

a) Rhombische Amphibole.

Ebenfalls die MgO-haltigen und CaO-freien, wie in der Pyroxengruppe pag. 651, doch gehören hierher auch einige Al_2O_3-haltige.

Anthophyllit.

$MgSiO_3 = MgO . SiO_2$, mit etwas FeO als $FeSiO_3$ und zuweilen wenig Al_2O_3, ungefähr entsprechend dem Bronzit. Deutliche Krystalle sind nicht bekannt, meist sind es lange, breitstrahlige, auch etwas fasrige und sogar asbestartige Aggregate. Nach der optischen Untersuchung rhombisch, eine Auslöschungsrichtung geht der Prismenkante parallel. Zwei Blätterbrüche nach den Prismenflächen machen 125° $37^1/_2$'; eine ausgezeichnete schalige Absonderung geht nach der Querfläche, welche die stumpfe Prismenkante von ca. $125^1/_2$° abstumpft. G. = 3,2; H. = $5^1/_2$. Opt. A. E. *ac*, + M. L. *c*. Braun, metallisch schillernd; stark pleochroitisch. Kongsberg etc. in Norwegen, in Grönland, auch am Schneeberg in Passeir in Tirol, im Gneiß und anderen krystallinischen Schiefern. Mit Serpentin als 2 Fuß dickes Lager auf der Shetlandsinsel Mainland. Im Granitkontakt bei Meißen, aus Diabastuffen entstanden. Fasrig in den Glimmerkugeln von Hermannschlag in Mähren. Bei manchen sonst ganz ähnlichen Mineralien von Norwegen und Grönland, ist die eine Auslöschungsrichtung nicht mit der Prismenkante parallel; diese sind daher monoklin (*Anthophyllit-Amphibol*). Alle sind sehr schwer schmelzbar und werden von Säuren nicht angegriffen. Ein FeO- und Al_2O_3-reicher rhombischer Amphibol ist der braune *Gedrit* von Gèdres in den Pyrenäen; ähnlich in manchen skandinavischen Hornblendeschiefern z. B. in der Gegend von Bamle und Snarum in Norwegen (*Snarumit*), sowie bei Fiskernäs im südlichen Grönland. Ein Teil des Asbests ist Anthophyllit, der sog. *Anthophyllitasbest* (pag. 672).

b) Monokline Amphibole.

Sie sind im allgemeinen MgO-reicher als die Pyroxene, manche enthalten etwas F, im Pargasit bis 3 %. Auch hier ist eine Abteilung der tonerdefreien von einer

solchen der tonerdehaltigen Glieder zu unterscheiden, die aber keineswegs scharf getrennt sind; der Al_2O_3-Gehalt geht hier höher, als beim Pyroxen. Eine dritte Gruppe ist die der Na_2O-haltigen Amphibole, aber auch gegen sie ist keine scharfe Grenze, da auch in den anderen Abteilungen kleine Mengen Na_2O vorkommen. Die optischen Verhältnisse sind mit der Zusammensetzung etwas veränderlich, doch liegen die optischen Achsen auch bei den Amphibolen stets in der Symmetrieebene. Die meist — 1. M. L. macht in dieser im stumpfen Winkel β einen Winkel von 70°—80° mit der Vertikalachse. Auf der Längsfläche ist also im Gegensatz zu den Proxenen eine geringe Auslöschungsschiefe (10°—20°) zu beobachten, da die 2. M. L. den letzteren Winkel mit der Achse *c* (den Spaltungsrissen) einschließt. Im Gegensatz zu jenen ist bei farbigen Amphibolen meist kräftiger Dichroismus. Wie die monoklinen Pyroxene ziemlich stark licht- und stark doppeltbrechend. Gleich allen anderen Amphibolen von Säuren nicht angegriffen. Geschmolzen und langsam erkaltet, erstarren sie in der Form des Augit unter entsprechender Erhöhung des spez. Gewichts, das bei gleicher Zusammensetzung beim Pyroxen stets größer ist, als beim Amphibol.

α) Tonerdefreie.

Sie zeigen fast stets nur das Prisma ∞P (110) von 124° 28′ mit der Längsfläche $\infty P\infty$ (010) ohne Endflächen; die lang prismatischen Krystalle sind Zwillinge nach der Querfläche. Die Spaltbarkeit nach den Prismenflächen ist vollkommener, als bei den Augiten. Bis gegen 2% Al_2O_3. Häufig feinfasrig als *Asbest* (siehe pag. 672). Verwittern leicht zu talk- oder serpentinähnlichen Substanzen.

Man unterscheidet einige Varietäten nach dem FeO-Gehalt.

Tremolit (Grammatit, Calamit).

$Mg_3CaSi_4O_{12} = 3MgO \, . \, CaO \, . \, 4SiO_2$ mit 28,85 MgO, 13,35 CaO, 57,70 SiO_2; FeO-frei oder -arm (bis 3% FeO). Lange, weiße bis graue, glasglänzende, durchscheinende bis undurchsichtige Prismen, mit ebenen Flächen und scharfen Kanten ohne Endflächen, oder weiße seidenglänzende, fasrige z. T. asbestähnliche Aggregate, meist im körnigen Kalk und Dolomit. H. = 5½—6. Sehr spröde und zerbrechlich. G. = 2,9—3,0. Opt. A. E. *ac*, — M. L. 75° gegen die Achse *c* geneigt, und zwar im stumpfen Winkel β (vergl. oben), also Auslöschungsschiefe auf der Längsfläche = 15°. Schmilzt schwer, die bei der Erstarrung erhaltene Masse hat die Augitform und es ist G. = 3,3, statt vorher 3,0. Von Säuren nicht angegriffen. Bei Campo longo am St. Gotthard u. a. O. der Alpen, in Skandinavien etc., stellenweise massenhaft als Tremolitschiefer. Häufig zu Talk umgewandelt.

Strahlstein (Aktinolith).

Ist stark eisenhaltiger Tremolit durch Beimischung von $3FeO \, . \, CaO \, . \, 4SiO_2$ (6—13 FeO), also: $Ca(Mg,Fe)_3Si_4O_{12}$. Bouteillengrün mit merklichem Pleochroismus, durchscheinend bis durchsichtig. G. = 3,03—3,17. H. = 5½—6. Entweder in einzelnen langen Prismen, meist ohne Endbegrenzung, aber mit ebenen Flächen, im sog. Talkschiefer

der Tiroler Alpen, bes. im Zillertal, oder in strahligen Aggregaten, auch auf Erzgängen, z. B. bei Schwarzenberg und Breitenbrunn im Erzgebirge, sowie im Kalk bei Wolkenstein in Sachsen; auch bei Reichenstein und a. a. O. in Schlesien. In den Alpen stellenweise Strahlsteinschiefer bildend in größeren Massen. In manchen Gesteinen entstehen Strahlsteinnädelchen, sog. *Pilit*, aus Olivin. Auslöschungsschiefe auf der Längsfläche, wie beim Tremolit, 15—16°. $\beta = 1{,}63$, $\gamma - \alpha = 0{,}026$.

Als ein dichter Strahlstein, z. T. mit eingemengten Diopsidkörnern, ist der dichte, verworrenfasrige, äußerst zähe *Nephrit* (Jade) von grüner, graulicher bis weißer Farbe und mit splittrigem Bruch anzusehen. Oft dem Jadeit sehr ähnlich, aber im Gegensatz zu diesem schwer schmelzbar; H. = $5\frac{1}{2}$—6 und G. = 2,97—3,0. Anstehend in Neuseeland (Punamustein), von den Eingeborenen zu Waffen und Geräten verarbeitet; ebenso in Zentralasien, in Turkestan, im Kwenlun, auch in Geröllen in den dortigen Wasserläufen. Von hier kommt er zu den Chinesen, die ihn mit dem Jadeit als den Stein Yü hochschätzen und zu verschiedenartigen Geräten verarbeiten. In Europa in prähistorischen Zeiten vielfach benützt. Es wurde vorausgesetzt, das Material sei aus Asien importiert worden, aber neuestens sind Fundstellen anstehenden N. auch in Europa bekannt geworden, und zwar im Zobtengebirge bei Jordansmühl in Schlesien in Verbindung mit Serpentin und Granulit; sowie Gerölle, wahrscheinlich einheimischen Ursprungs, am Neuenburger See und in Steiermark, so daß das Material zu den prähistorischen europäischen Nephritbeilen wohl alles aus Europa stammt.

(H. Fischer, Nephrit und Jadeit 1880; Arzruni, Zeitschr. für Ethnologie 1882 bis 1892; Traube, N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. III. 412, 1884; A. B. Meyer, Mittlgn. Anthropolog. Ges. Wien 1883, 1885; Die Nephritfrage kein ethnologisches Problem, Berlin 1883; Abhandlgn. u. Berichte zool. Mus. Dresden, Bd. 10, 1903.)

Monoklin sind noch einige andere besonders benannte Al_2O_3-freie Amphibolvarietäten ohne regelmäßige Begrenzung:

Anthophyllit-Amphibol (Amphibol-Anthophyllit). Zusammensetzung des Anthophyllit (pag. 665), aber schiefe Auslöschung, also nicht rhombisch. Kongsberg, Grönland. Ferner: *Cummingtonit*. Graue bis braune, fasrige, seidenglänzende Aggregate, mit Quarz von Cummington in Massachusetts; etwas angewittert. Kein CaO. Manganhaltig sind *Dannemorit*, *Silfbergit*, *Hillängsit* und *Asbeferrit* aus Schweden. Ein fast reines FeO-Silikat ist der dunkelgrüne, fasrige *Grünerit*, $FeSiO_3$ mit dem Spaltungswinkel der Hornblende, von Colobrières in Frankreich. Mehr an den Gedrit der rhombischen Reihe schließt sich an der etwas tonerdehaltige smaragdgrüne *Kupfferit* im Kalkspat an der Slüdjanka am Baikalsee und von Sanarka im Ural, mit dem größten bei den Amphibolen vorkommenden MgO-Gehalt 31% und $1\frac{1}{2}$% Cr_2O_3.

Richterit. $(Mg, Ca, Mn, K_2, Na_2)_4Si_4O_{12}$; durch einen größeren (7—9%) Na_2O-Gehalt ausgezeichneter Manganamphibol, der lange gelbe oder rote Nadeln im Magneteisen von Pajsberg und im Kalkstein von Longban in Schweden bildet.

β) Tonerdehaltige.

Hornblende (im engeren Sinne).

Diese sind häufig mit Endflächen auskrystallisiert. Al_2O_3-Gehalt ist vielfach größer als bei den Pyroxenen (bis 18 %); meist finden sich geringe Mengen von Na_2O (auch K_2O), und bis gegen 3 % *F*. In der Hauptsache sind es isomorphe Mischungen von $CaMg_3Si_4O_{12}$, $CaFe_3Si_4O_{12}$ und einem vielleicht noch nicht ganz allgemein sichergestellten Al_2O_3- resp. Fe_2O_3-haltigen Glied, wie bei der Augitgruppe: $(Mg, Fe)_2Al_4Si_2O_{12}$ resp. $(Mg, Fe)_2Fe_4Si_2O_{12}$; Na_2O durch Beimischung von $Na_2Al_2Si_4O_{12}$. In einzelnen Fällen ist ein Teil der SiO_2 durch TiO_2 ersetzt (*Kaersutit*, schwarzbraun, aus Grönland, mit 7 % TiO_2 und etwas SnO_2). G. = 3,1 ca. H. = 5½—6. Diese Amphibole sind meist dunkel gefärbt, grün oder braun bis ins Schwarze (raben- oder pechschwarz), seltener bläulich (Pargas), oder dunkelblau (Utö). Auch hier ist der Pleochroismus meist stark. Opt. A. E. *ac*. Die 1. M. L., selten + (Pargasit), meist —, liegt im stumpfen Winkel β, macht mit Achse *c* 70—88°, ist also z. T. fast normal zur Querfläche (vergl. Tremolit); daher ist auf dieser die Interferenzfigur mit beiden optischen Achsen zu sehen. Die 2. M. L., meist die Achse der kleinsten Elastizität, liegt demnach im spitzen Winkel β und macht also mit Achse *c* den kleinen Winkel von 2—20°, im Mittel etwa 13°, selten bis 37° (Auslöschungsschiefe auf der Längsfläche). Der Winkel der M. L. gegen die Achse *c*, resp. die Auslöschungsschiefe, sowie der opt. Achsenwinkel ist mit der Zusammensetzung etwas schwankend. Geneigte Dispersion; $\varrho < v$. Schmilzt nicht schwer, um so leichter, je größer der *Fe*- und Alkaligehalt ist. Licht- und Doppelbrechung stark. $\beta = 1{,}62$—$1{,}64$, $\gamma - \alpha = 0{,}023$ (gemeine H.); $\beta = 1{,}72$, $\gamma - \alpha = 0{,}072$ (basaltische H.). Wird nur nach dem Schmelzen von Säuren merklich angegriffen.

Zu der tonerdehaltigen Hornblende gehören die folgenden Varietäten, die z. T. ganz den ebenso benannten Varietäten des tonerdehaltigen Augits entsprechen:

Gemeine Hornblende. Grüne Hornblende z. T. Besonders die dunkelgrünschwarzen (rabenschwarzen) Hornblenden in Tiefengesteinen und in krystallinischen Schiefern. Sie sind zuweilen auch in deutlichen meist im Vergleich mit dem Pyroxen flächenarmen, aufgewachsenen Krystallen ausgebildet, so auf den Magneteisenlagerstätten von Arendal in Norwegen, vom Taberg und von Philipstad in Wermland, Schweden. Eine hier vielfach vorkommende Krystallform ist in Fig. 529 abgebildet. Das vollkommen spaltbare Prisma $M = \infty P$ (110) hat den Winkel $M/M = 124°11'$, der aber etwas schwankend ist und dessen vordere Kante die Querfläche: $s = \infty \bar{P} \infty$ (100) gerade abstumpft; dazu kommt das Klinodoma $l = \mathrm{P}\infty$ (011), dessen vordere

M S M P l

Fig. 529.

E. K. die Basis $P = 0P$ (001) gerade abstumpft; $l/l = 148° 16'$; $P/s = 104° 58'$; daraus: $a:b:c = 0.5318:1:0.2936$; $\beta = 104° 58'$. Seltener ist auch die scharfe seitliche Kante von M durch die Längsfläche $x = \infty P\infty$ (010) abgestumpft; auch begrenzt zuweilen P die Krystalle am Ende allein. Das Hauptvorkommen der gemeinen Hornblende ist aber in derben, deutlich nach M spaltbaren, zuweilen fasrig aussehenden Körnern und Aggregaten, welche einen Bestandteil der Granite, Syenite, Diorite, Gneiße, Hornblendeschiefer und anderer ähnlicher Gesteine ausmachen. Die gemeine Hornblende ist stets sehr stark pleochroitisch und unterscheidet sich dadurch, durch die geringere Auslöschungsschiefe auf der Längsfläche, die bis 20° beträgt, sowie durch die vollkommene Spaltbarkeit nach der Prismenfläche M von dem oft ähnlichen, aber meist nur schwach pleochroitischen gemeinen Augit. Wegen des Vorkommens in solchen älteren Gesteinen schließen sich hier einige etwas abweichende und z. T. mit besonderen Namen belegte Varietäten an, so der braune *Karinthin* aus dem Eklogit der Saualpe in Kärnten; der grasgrüne, strahligblättrige bis fasrige *Smaragdit*, zuweilen mit ähnlichem grünen Augit (Omphacit) verwachsen, ebenfalls im Eklogit, sowie im Gabbro.

Bergamaskit im Quarzporphyr vom Mte. Altino bei Bergamo ist eine Na_2O-haltige gemeine Hornblende, in der fast alle MgO durch FeO ersetzt ist.

Pargasit. Unter diesem Namen kann man die meist weit lichter gefärbten eisenarmen tonerdehaltigen Hornblenden zusammenfassen, die als Kontaktbildungen im körnigen Kalk liegen, wie z. B. die hellbläulichgrünen, oft rundlichen, „geflossenen" Krystalle von Pargas in Finnland. An sie schließt sich an der *Edenit*, blaßgrün und grau, von Edenville in New York und der weiße tremolitähnliche *Kokscharowit*, der den sibirischen Lasurstein begleitet, und hierher sind auch die glänzenden tonerdehaltigen Hornblendekryställchen aus den Sommaauswürflingen am Vesuv zu rechnen, die z. T. gelblichbraun, z. T. allerdings auch tiefschwarz sind und dort kleine Drusen bilden.

Basaltische Hornblende. Braunschwarze (pechschwarze) Farbe, z. T. etwas TiO_2, meist stark, doch manchmal auch schwach pleochroitisch. Ähnlich wie der basaltische Augit an vielen Stellen in vulkanischen Gesteinen (Basalten, Trachyten, Andesiten etc. und deren Tuffen) in derben, nach M vollkommen spaltbaren Individuen und in deutlichen Krystallen: namentlich ausgezeichnet im böhmischen Mittelgebirge, besonders im Basalttuff am Wolfsberg bei Cernosin. Die Krystalle sind ringsum ausgebildet und zeigen bald einfache, bald kompliziertere Kombinationen und vielfach Zwillinge nach der Querfläche. Eine sehr gewöhnliche einfache, scheinbar rhomboedrische Kombination siehe Fig. 530. An dem Prisma M mit nahe denselben Winkeln und der-

selben Spaltbarkeit, wie bei der gemeinen Hornblende, stumpft die Längsfläche $x = \infty$Ꝑ∞ (010) die scharfe seitliche Kante ab, so daß ein scheinbar hexagonales Prisma entsteht; die stumpfe vordere Kante ist nie abgestumpft. Danach unterscheidet man diese Krystalle leicht von den sonst sehr ähnlichen des basaltischen Augit, an welchen ein scheinbar quadratisches Prisma mit abgestumpften Kanten auftritt; an diesem sind auch die Bl. Br. viel weniger deutlich, als bei der Hornblende. Die Endbegrenzung bildet die Basis $P = 0P$ (001) und das hintere schiefe Prisma $r = P$ $(\bar{1}11)$, wo $r/r = 148^{\circ}\ 28'$ und $r/P = 145^{\circ}\ 35'$, so daß auch in den Winkeln die Flächen P und r

Fig. 530. Fig. 531. Fig. 532.

ein scheinbares Rhomboeder zu dem scheinbaren 2. hexagonalen Prisma Mx bilden. Häufig treten noch weitere Flächen dazu, kompliziertere Kombinationen z. B. von der Form der Fig. 531 bildend: $q = -P$ (111), $P/q = 152^{\circ}\ 36'$ und $q/q = 154^{\circ}\ 26'$; $c = 3$Ꝑ3 $(\bar{1}31)$, $c/x = 130^{\circ}\ 16'$; $t = -3$Ꝑ3 (131); $z = 2$Ꝑ∞ (021), $P/z = 150^{\circ}\ 26'$, $z/z = 120^{\circ}\ 52'$.

(Franzenau, Zeitschr. f. Kryst. VIII, 568; v. Kokscharow, Materialien etc. Bd. VIII, 1881; Schneider, Zeitschr. f. Kryst. XVIII, 1891, 579.)

Die Flächen der Hornblende lassen sich, indem man nunmehr die Vorderseite des Krystalls nach hinten kehrt, wie die des Augits auf ein beinahe rechtwinkliges Achsensystem beziehen, das mit dem rechtwinkligen des Augits sehr große Ähnlichkeit hat. Nimmt man M wieder als Vertikalprisma ∞P (110) und r als vorderes schiefes Prisma: $r = -2$Ꝑ2 (121), dann wird, dem Zonenzusammenhang entsprechend: $P =$ Ꝑ∞ $(\bar{1}01)$; $z = 4$Ꝑ4 $(\bar{1}41)$; $c = -6$Ꝑ6 (161); $t = 6$Ꝑ2 $(\bar{3}61)$; $q = 3$Ꝑ$^{3}/_{2}$ $(\bar{3}21)$; der Ausdruck für die Längsfläche x bleibt stets derselbe. Die angeführten Winkel geben dann: $a : b : c = 0{,}5297 : 1 : 0{,}1469$; $\beta = 90^{\circ}\ 34'$ (vorn). Dieses Achsensystem würde das naturgemäßeste sein, da aber die rhombischen Amphibole kaum in vollkommen ringsum begrenzten Krystallen bekannt sind und überhaupt eine sehr geringe Rolle spielen, so ist hier das weitaus gebräuchlichste schiefwinklige Achsensystem beibehalten worden. (Vergl. Augit und die Schlußbetrachtung, pag. 656 und 673.)

Zwillinge nach der Querfläche sind häufig. An solchen bilden die zwei Flächen P und $\underline{P}$ am einen Ende ein Makrodoma und die vier Flächen r am andern ein scheinbar quadratisches Oktaeder, wo $r/r = 148^{\circ}\ 28'$ und $r/\underline{r}$ beinahe genau ebenso groß (Fig. 532); einspringende Winkel kommen kaum vor. Die Auslöschungsschiefe auf der Längsfläche sinkt bis auf 1—2° herab. Durch vulkanische Hitze unter Einwirkung von Wasserdampf sind die optischen Eigenschaften

zuweilen verändert. G. = 3,1—3,2, wie bei der gemeinen H. Unterschied von dem basaltischen Augit wie bei der letzteren.

Die Krystalle haben häufig eine gerundete (geflossene) Oberfläche. Als Fundorte außer dem genannten sind für die basaltische Hornblende etwa noch anzuführen: die Basalttuffe der schwäbischen Alb, manche Basalte und Tuffe der Rhön und Hessens, der Stenzelberg im Siebengebirge im Andesit, Dockweiler in der Eifel im Tuff etc.

Die Hornblenden verwittern leicht zu Ton wie die Augite. Sie gehen auch sonstige Umwandlungsprozesse ein und liefern dabei Biotit, Chlorit, Epidot etc.

γ) Alkali- (Na_2O-) haltige.

Glaukophan.

Ist in der Hauptsache, wie Jadeit: $Na_2Al_2Si_4O_{12} = Na_2O . Al_2O_3 . 4SiO_2$, doch ist immer etwas von dem Aktinolithmolekül: $(Mg, Fe)_3CaSi_4O_{12} = 3(Mg, Fe) . CaO . 4SiO_2$ beigemischt; die Formel des Glaukophan ist also: $mNa_2Al_2Si_4O_{12} + n(Mg, Fe)_3CaSi_4O_{12}$. Krystalle selten mit deutlicher Endbegrenzung; sonst wie Hornblende. Meist derbe körnige und stenglige Aggregate. G. = 3,05—3,15. Auslöschungsschiefe in der Längsfläche = 4°—6°, und zwar macht die 2. M. L., die Achse der kleinsten Elastizität, diesen Winkel mit der Achse *c*, wie bei der Hornblende. Dunkelblau, stark pleochroitisch; leicht schmelzbar. Bildet förmliche Glaukophangesteine in den krystallinischen Schiefern der Insel Syra und anderer Gegenden in Griechenland, bei Zermatt in der Schweiz, bei St. Marcel in Piemont und auf der bretonischen Insel Groix, sowie in Neu-Caledonien. (Lüdecke, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1876, 248; v. Lasaulx, Sitzgsber. der niederrhein. Ges. in Bonn, 3. Dez. 1884; Bodewig, Pogg. Ann. 158 pag. 224.) ***Gastaldit*** ist ein Al_2O_3-reicherer Glaukophan, in dem Fe_2O_3 vollständig fehlt; im Chloritschiefer von St. Marcel und an anderen Orten in Piemont. Hierher auch der blaue ***Crossit***, in dem die größere Hälfte der Al_2O_3 durch Fe_2O_3 ersetzt ist und der daher zum Riebeckit führt.

Riebeckit.

$Na_2Fe_2Si_4O_{12} = Na_2O . Fe_2O_3 . 4SiO_2$ mit etwas $Fe_4Si_4O_{12}$. Meist nur in der Prismenzone auskrystallisiert; Spaltungsprisma mit 124°. Schwarz; stark pleochroitisch, blau und grün. In der Symmetrieebene macht die Achse der größten Elastizität den kleinen Winkel von 5° mit der Vertikalachse (bei den meisten anderen Amphibolen ist es die Achse der kleinsten Elastizität). Er verhält sich hierin wie der Ägirin, dem der R. auch chemisch entspricht. Leicht schmelzbar mit lebhafter gelber Na-Färbung der Flamme; von Säuren nicht angegriffen. Gemengteil Na_2O-reicher Eruptivgesteine: Granit von Sokotra (4 mm große Kryställchen), Westküste von Korsika, in der Dobrudscha und am Pikes Peak in Colorado; im Syenit auf der Insel Skye; im Trachyt (Berkum bei Bonn, in Abessynien).

Eine fasrige Varietät des R. ist der ***Krokydolith.*** Blaue parallele Fasern bilden dicke Platten im Tonschiefer in der Nähe von Griquatown in Südafrika, z. T. mit Quarz imprägniert und zu brauner Masse zersetzt, das sog. ***Tigerauge,*** das beim Schleifen einen schönen metallischen Seidenglanz annimmt. Sind die Fasern im Quarz noch blau, so nennt man die Masse ***Falkenauge.*** Beide vielfach zu billigen Schmucksachen verschliffen. Auch im blauen Sapphirquarz von Golling im Salzburgischen. Der Kr. wird als Asbest technisch verwertet.

Arfvedsonit.

$(Na_2, Fe) Fe_2Si_4O_{12} = (Na_2, Fe) O . Fe_2O_3 . 4SiO_2$ mit Beimischung von

$(Ca, Mg)_2 (Al, Fe)_4 Si_2 O_{12} = 2(Ca, Mg)O . 2(Al, Fe)_2 O_3 . 2SiO_2$, doch ist die Zusammensetzung noch nicht genügend aufgeklärt. Im Sodalithsyenit von Kangerdluarsuk, zuweilen in Krystallen. Spaltungsprisma von 123° 55'; weniger vollkommen auch nach der Längsfläche spaltbar. Auslöschungsschiefe auf der Längsfläche im stumpfen Winkel β ist 14°. Dunkelblauschwarz mit dunkelblaugrauem Strich, bläulich oder grünlich durchscheinend, stark pleochroitisch. Glasglänzend. G. = 3,44. H. = $5^1/_2$—6. An der Lichtflamme unter starker Gelbfärbung derselben (*Na*-Flamme) schmelzbar zu magnetischer Perle. Von *HCl* nicht angegriffen. Findet sich auch in den Syenitpegmatiten und Augitsyeniten des südlichen Norwegens. Früher mit Ägirin verwechselt; von ihm durch Farbe, Strich etc. unterschieden. Nahe steht der *Barkevikit* mit einem geringeren Gehalt an CaO und MgO und einem größeren an Al_2O_3, also stärkere Vertretung des zweiten Silikats in obiger Formel. Tief sammetschwarz und braun durchscheinend mit dunkelgrünem Strich. Spaltungswinkel 124° 16'; Auslöschungsschiefe auf der Längsfläche = $12^1/_2$° im spitzen Winkel β, sonst wie Arfvedsonit. Gemengteil der Augitsyenite im südlichen Norwegen, u. a. bei Barkevik.

Kataphorit. Ein alkali- und eisenreicher dunkler, stark pleochroitischer Amphibol aus syenitischen Gesteinen in Südnorwegen.

Asbest. Manche Hornblendevarietäten, namentlich Tremolit und Strahlstein, aber auch Anthophyllit und andere, kommen zuweilen in sehr feinen, kürzeren bis ziemlich langen meist weißen Fasern vor, welche im Talkschiefer oder auch im Kalk etc. eingewachsen sind und *Asbest* heißen. Diese feinen Haare sind bald leicht voneinander zu trennen, bald sind sie filzartig innig durcheinander gewebt. Manche sind spröde (*Byssolith*), manche, besonders die feinsten, sind biegsam (*Amianth*, *Bergflachs*). Letztere lassen sich zu Geweben verarbeiten oder zu anderen technischen Zwecken verwerten, wo ein zartes, weiches Material hohe Temperatur ertragen muß, z. B. zum Dichten von Dampfröhren etc. Der in dieser Weise technisch verwendbare Asbest wird an manchen Orten in größeren Mengen gewonnen, so namentlich in den lombardischen Alpen und in Kanada, von wo fast aller technisch benutzbare Asbest stammt. Auch in Korsika und im Ural ist er massenhaft vorgekommen. Zuweilen bilden diese verfilzten Fasern auch kompaktere Massen, welche die Namen *Bergfleisch*, *Bergleder*, *Bergkork* etc. führen, je nach der größeren oder geringeren Härte und Festigkeit und der den genannten Substanzen entsprechenden Beschaffenheit. Übrigens stehen ähnliche fasrige Massen auch mit Diopsid und namentlich mit Serpentin im Zusammenhang (Serpentinasbest). Letzterer unterscheidet sich von dem Amphibolasbest dadurch, daß er von Säuren zersetzt wird, was bei der technischen Benutzung zu beachten ist. Auch der Riebeckitasbest, der blaue Krokydolith aus Südafrika (pag. 671) findet zuweilen in der Technik Verwendung.

---

c) *Trikline Amphibole.*

Wenig verbreitet und unwichtig.

Änigmatit. Zusammensetzung ähnlich wie bei Arfvedsonit, aber $7^1/_2$ % TiO_2; ist wohl noch weiter aufzuklären. Spaltungsprisma = 113° 56'. Sammetschwarz mit rötlich braunem Strich; stark pleochroitisch. H. = $5^1/_2$. G. = 3,7—3,8. Leicht schmelzbar; von Säuren etwas angegriffen. Große unregelmäßige Krystalle im Eläolithsyenit von Kangerdluarsuk in Südgrönland. Eine Parallelverwachsung von Änigmatit und Arfvedsonit von dort ist *Kölbingit* genannt worden. Vom Änigmatit nicht wesentlich verschieden, aber TiO_2-frei, sind die kleinen schwarzen Kryställchen des *Cossyrit* in den vulkanischen Gesteinen (Pantelleriten) der Insel Pantelleria südl. von Sizilien.

Krystallographische Beziehungen zwischen Pyroxen und Amphibol. Beide sind, wie wir gesehen haben, heteromorphe Modifikationen derselben Substanz, zeigen aber sehr nahe krystallographische Übereinstimmung. Legt man die oben angegebenen beinahe rechtwinkligen Achsen zu Grunde, halbiert jedoch die Achse c des Pyroxens und verdoppelt die Achsen a und c des Amphibols, dann erhält man die folgende Übersicht:

Enstatit:	$a:b:c = 1{,}0308:1:0{,}2948$; $\beta = 90°$
Diopsid:	$= 1{,}0522:1:0{,}2959$; $\beta = 90°\ 22'$
Hornblende:	$= 1{,}0594:1:0{,}2938$; $\beta = 90°\ 34'$.

Die Zahlen sind namentlich bei den beiden monoklinen Formen nahezu dieselben. Es ist daher möglich, die Formen des Pyroxens mit rationalen Ableitungszahlen auf die Achsen des Amphibols zu beziehen und umgekehrt, z. B. erhielte das Spaltungsprisma des Amphibols am Achsensystem des Pyroxens den Ausdruck: $\infty P2$ (210) etc.

Diese nahe Beziehung drückt sich auch in häufigen Parallelverwachsungen von Pyroxenen und Amphibolen aus, bei denen die obigen Achsen beiderseits dieselbe Richtung haben. Die Längsflächen und die Vertikalachsen sind beiden gemein und das schiefe Prisma s des Pyroxens liegt in der Richtung des Prismas z (der Basis P) beim Amphibol. Dann fallen die Flächen s fast genau in die Flächen z, denn es ist der Winkel zur Längsfläche von $s = 119°\ 36'$ und von $x = 119°\ 34'$, sowie $s/s =$ 120° 48' und 120° 52'. Ähnlich ist es bei den anderen Formen der Pyroxen- und Amphibolkrystalle. (Vergl. zu Pyroxen und Amphibol noch: Tschermak, Min. Mittlgn. I, 1871; Rammelsberg, Pogg. Ann. Bd. 103.)

Uralit. Nicht selten trifft man Krystalle von der Form des Augit (z. B. Fig. 524), aber mit der Spaltbarkeit und allen anderen charakteristischen Eigenschaften der Hornblende. Der Inhalt der Augitform ist ein fasriges Aggregat feinster, meist unter sich und mit dem Augit in obigem Sinn parallel verwachsener Hornblendenädelchen, vielfach mit einem Augitkern im Innern. Es liegt eine Umwandlung des Augits in Hornblende vor; der chemische Bestand des Augits ist in den der Hornblende übergegangen, indem, entsprechend den Formeln für Diopsid und Strahlstein, der CaO-Gehalt ab- und der MgO-Gehalt zugenommen hat. Man hat es also beim U. nicht mit einer durch molekulare Umwandlung zustande gekommenen Paramorphose, sondern mit einer Umwandlungspseudomorphose zu tun. Derartig veränderte Augite wurden zuerst in gewissen uralischen Gesteinen beobachtet und danach benannt, später auch bei Predazzo in Südtirol etc. (Uralitporphyre), sowie in anderen Gesteinen, auch der Diallag erleidet zuweilen diese Umwandlung. Aufgewachsene Uralitkrystalle auf der Magneteisenlagerstätte von Arendal im südlichen Norwegen. Die Umwandlung eines Al_2O_3-freien Pyroxens in Strahlstein stellt der *Pitkärantit* von Pitkäranta in Finnland dar. Der grünlichgraue lockerfasrige *Traversellit* von Traversella in Piemont ist ein ca. 4 % H_2O enthaltender Uralit.

Beryll (mit Smaragd und Aquamarin).

$Be_3Al_2Si_6O_{18} = 3BeO \,.\, Al_2O_3 \,.\, 6SiO_2$; 66,84 SiO_2, 19,05 Al_2O_3 14,14 BeO. Hierbei ist eine kleine Menge (bis 2,7 %) H_2O vernachlässigt, die man im B. stets findet und die erst in der Glühhitze entweicht. Al_2O_3 ist teilweise durch etwas Fe_2O_3, in der grünen Varietät, dem Smaragd, durch etwas Cr_2O_3 vertreten. Neben BeO ist wenig CaO und FeO und auch etwas Alkali, besonders Na_2O vorhanden, in dem B. von Hebron, Maine, 3 % Cs_2O.

Der B. krystallisiert hexagonal, und zwar ausgezeichnet vollflächig; $a : c = 1 : 0{,}4989$. $M = \infty P$ $(10\bar{1}0)$, meist langprismatisch entwickelt, mit der Basis $m = 0P$ (0001) eine gewöhnliche Kombination (Fig. 533). Durch das gleichzeitige Auftreten des zweiten Prismas: $n = \infty P2$ $(11\bar{2}0)$ und von dihexagonalen Prismen neben M und n entstehen scheinbar

Fig. 533. Fig. 534. Fig. 535. Fig. 536.

zylindrische Krystalle, und die Flächen der Prismenzone erscheinen stark längsgestreift. Dihexaeder der Stellung von M sind mehrere beobachtet: $p = P$ $(10\bar{1}1)$; $m/p = 150^0\ 3'$ (neben M und m in Fig. 534); sodann das steilere $u = 2P$ $(20\bar{2}1)$, $u/m = 130^0\ 58'$. Ein Dihexaeder der anderen Stellung in zwei Zonen $[pM]$ ist $s = 2P2$ $(11\bar{2}1)$, $s/m = 135^0\ 4'$; mit M und m allein in Fig. 535. Endlich das Didodekaeder $k = 3P\frac{3}{2}$ $(21\bar{3}1)$, die Kanten s/M abstumpfend. Alle genannten Flächen treten zuweilen zusammen und bilden die Kombination Fig. 536. Keine Zwillinge.

Der Basis geht ein meist ziemlich deutlicher Bl. Br. parallel; Bruch kleinmuschlig bis uneben; spröde; H. = $7\frac{1}{2}$. G. = 2,68 bis 2,72 (Beryll); 2,70—2,76 (Smaragd). Glasglanz, auf $0P$ perlmutterartig. Oft durchsichtig bis durchscheinend. Smaragdgrün (*Smaragd*), als Edelstein sehr geschätzt, aber häufig von Rissen durchsetzt, was die Durchsichtigkeit beeinträchtigt; blaugrün oder meergrün (*Aquamarin*), ebenfalls als Edelstein benutzt, aber viel weniger wertvoll, als Smaragd; auch rein gelb, gelblichgrün, rosenrot, sowie farblos und wasserhell; die farbigen etwas pleochroitisch. Oder auch undurchsichtig, höchstens kantendurchscheinend (*gemeiner Beryll*); trüb grünlich- oder gelblichweiß. Schwache D. Br. —; $\omega = 1{,}5841$, $\varepsilon = 1{,}5780$ (gr.) (Smaragd

von Muso); nicht selten durch innere Spannungen zweiachsig. Schmilzt v. d. L. schwer zu einer blasigen Schlacke; von Säuren nicht angegriffen. Findet sich in Krystallen auf- und eingewachsen, und in derben Massen, im Granit, Gneiß, Glimmerschiefer, sowie im Kalk.

Smaragd. Auf Drusen in einem bituminösen Kalk im Tunkatale bei Muso in Neugranada mit Kalkspat, Quarz, Schwefelkies und Parisit; besonders wichtig als Edelstein. An der Tokowoja bei Katharinenburg im Ural im Glimmerschiefer mit Chrysoberyll, Phenakit, Apatit, Rutil etc.; in einem gleichen Gestein kleine, aber schön grüne Prismen im Habachtale im Salzburgschen; mit Feldspat, Quarz und Glimmer bei Eidsvold am Südende des Mjösensees in Norwegen; in Alexander Co. in Nordkarolina; auch bei Kosseir am roten Meer in Ägypten. Der kleine Chromgehalt bedingt die Farbe.

Aquamarin und andere durchsichtige Berylle (edle Berylle). Finden sich vielfach im Granit auf Drusenräumen aufgewachsen, ferner auch in krystallinischen Schiefern. Auf Elba rosenrot; farblos hier und in den Mourne Mountains in Ireland; meergrün bei Mursinsk, Schaitansk etc. im Ural, bei Nertschinsk in Transbaikalien im Adontschilongebirge etc., im Altai, in Brasilien, hier auch als Gerölle im Sande, in Ostindien etc.

Gemeiner Beryll. Häufig in deutlichen, scharfkantigen Krystallen der Kombination *Mm* (Fig. 533); aber auch in derben stengligen Massen, bis zu zentnerschwer; meist im Granit, auch im Gneiß etc. eingewachsen: Langenbielau in Schlesien, Bodenmais im bayr. Wald, Limoges in Frankreich, Finbo in Schweden, Grafton in New-Hampshire (hier Krystalle von 1500 Kilo), Goshen in Massachusetts (*Goshenit*) u. a. O. in Nordamerika. Verwittert zu Kaolin, auch zu Glimmer.

(v. Kokscharow, Materialien Bd. I (vergl. 3); Vrba, Zeitschr. f. Kryst. Bd. V; Penfield, American Journ. Bd. 28, 32, 36, 1884—86.)

Leukophan. $NaCaBeSi_2O_6F$. Dick tafelförmige, rhombisch-tetraedrische Krystalle, selten; meist durchscheinende, schalige und stenglige, hellgelbliche bis grünlichgraue Aggregate aus dem Augitsyenit des Langesundfjords im südl. Norwegen. Der ähnlich zusammengesetzte gelbe, durch Verwitterung rote *Melinophan*, $NaCa_2Be_2Si_3O_{10}F$ von dort ist quadratisch, bildet aber ebenfalls meist nur schalige Aggregate.

Cordierit (Dichroit).

$H_2(Mg, Fe)_4Al_8Si_{10}O_{37} = H_2O \,.\, 4(Mg, Fe)O \,.\, 4Al_2O_3 \,.\, 10SiO_2$; ca. 50% SiO_2, nur FeO, kein Fe_2O_3. Rhombisch, $a:b:c = 0{,}5870:1:0{,}5585$. Meist kurze Prismen von hexagonalem Habitus. $M = \infty P$ (110), $M/M = 119^\circ 10'$ und $l = \infty P\breve{\infty}$ (010) geben ein scheinbar hexagonales Prisma; hierzu kommt noch häufig: $d = \infty P\breve{3}$ (130) und die Querfläche $a = \infty P\bar{\infty}$ (100), die scheinbar das zum vorigen gehörige 2. hexagonale Prisma bilden und das Prisma zwölfseitig machen. An den Enden

gibt $t = \frac{1}{2}P$ (112), $t/t = 57^0\ 46'$, (S. K.) mit $s = P\breve{\infty}$ (011), $s/s = 58^0\ 22'$ (S. K.) ein scheinbares Dihexaeder derselben Stellung wie M und l; dazu die Basis $P = 0P$ (001). Daneben treten vielfach auch andere Flächen auf. Penetrationszwillinge nach M selten.

Spaltbarkeit nach l ziemlich deutlich, nach der Basis P zuweilen eine schalige Absonderung (s. u.). Bruch muschlig. Spröde. H. = 7—7½, G. = 2,6—2,7. Glasglänzend etwas ins Fette, durchscheinend bis durchsichtig, farblos, gelblich, graulich, grün, braun, vor allem blau. Ausgezeichnet pleochroitisch, und zwar ist die Flächenfarbe auf der Basis dunkelblau, auf der Querfläche hellblau, auf der Längsfläche gelblichgrau. Die Achsenfarben für Schwingungen parallel den krystallographischen Achsen sind: für a graublau, für b dunkelblau und für c blaßgelb. Lichtbrechung und Doppelbrechung schwach. Opt. A. E. bc, — M. L. c, Achsenwinkel schwankend. Von Säuren kaum angegriffen; v. d. L. schwer schmelzbar.

Der Cordierit findet sich in ziemlicher Verbreitung entweder in Krystallen, oft von unregelmäßiger Ausbildung mit rundlichen rauhen Flächen, meistens im Granit und in krystallinischen Schiefern eingewachsen, besonders bei Bodenmais im bayr. Wald (sog. *Peliom*) mit Magnetkies im Gneiß und auf der Kupfererzlagerstätte vor Orijärfvi in Finnland im Kupferkies (*Steinheilit*); oder in derben Massen an vielen Orten, ebenfalls vorwiegend im Granit und in krystallinischen Schiefern, bes. im Gneiß (Dichroitgneiß) z. B. bei Lunzenau in Sachsen; Cabo de Gata in Spanien (*Jolith*); Arendal und Kragerö in Norwegen, Fahlun in Schweden, Haddam in Connecticut, in Grönland etc. Durchsichtige blaue Geschiebe finden sich in den Edelsteinseifen von Ceylon; diese werden auch als Edelsteine verschliffen (*Luchs- oder Wassersapphir*). Selten in vulkanischen Gesteinen (Trachyten und Andesiten), Laacher See, Ungarn, bei Campiglia maritima in Toskana etc. meist mikroskopisch, ebenso in granitischen Kontaktgebilden (Hornfels, Fruchtschiefer etc.) und in durch Basalt verglasten Sandsteinen.

(Tamnau, Pogg. Ann. 12, 495; v. Lasaulx, Zeitsch. f. Kryst. Bd. VIII; Szabó, N. Jahrb. Min. 1. Beil.-Bd. pag. 302. Bücking, Ber. Senkenberg. Ges. 1900.)

Der C. ist sehr der Verwitterung unterworfen, wobei H_2O, K_2O und CaO aufgenommen, MgO und SiO_2 abgegeben wird; daher geben auch die Analysen des C. etwas schwankende Resultate. Eine Folge der Verwitterung ist häufig eine ausgezeichnete schalige Absonderung nach der Basis, die auch bei anscheinend frischen Stücken schon merklich ist. Die Masse wird dabei weich und matt und die Endprodukte der Verwitterung sind vielfach von muscovitähnlicher Zusammensetzung und von brauner, grüner und roter Farbe. Solche Verwitterungsprodukte sind der braune, säulenförmige, dichte *Pinit*, fast genau wie ein Kaliglimmer zusammengesetzt, im Granit von Schneeberg und Aue in Sachsen, der Auvergne, Bretagne, von Haddam in Connecticut und vielen anderen Orten; davon nicht wesentlich verschieden ist der weiße *Oosit* von Oos bei Baden-Baden. (Übrigens ist manches, was Pinit genannt

wird, nicht aus Cordierit, sondern aus Turmalin u. a. Mineralien entstanden.) Ferner gehört hierher der *Fahlunit* von Fahlun in Schweden; der braune *harte F.* ist noch beinahe unveränderter Cordierit, der *weiche F.* ist schon stark umgewandelt. Hierher gehört auch der *Praseolith* und *Esmarkit* von Bräkke in Norwegen, der *Aspasiolith* von Kragerö, der *Gigantolith*, *Pyrargillit* und *Bonsdorffit* aus Finnland, und noch viele andere. Alle diese Zersetzungsprodukte kommen in ganz ähnlicher Weise in Granit, krystallinischen Schiefern etc. vor, wie der unveränderte Cordierit, mit diesem häufig auch zusammen und im Innern noch unzersetzte Cordieritteilchen beherbergend. (Wichmann. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 26. Gareiss, Min. u. petr. Mittlgn., Bd. 20. 1901. pag. 1.)

An den Cordierit schließt sich an:

Sphenoklas. $(Ca, Mg, Fe, Mn)_9Al_2Si_6O_{21}$. Graulichgelbe, krystallinische Aggregate, kantendurchscheinend und schwachglänzend, mit splittrigem Bruch. Mit Wollastonit als Kontaktprodukt im körnigen Kalk von Gjellebäck in Norwegen.

Baryllith. $Ba_4Al_4Si_7O_{24}$. Meist derb, selten Krystallflächen, wahrscheinlich rhombisch; farblos, durchscheinend, fettglänzend, von Longban in Wermland, Schweden.

Isomorphe Reihe des Granats.

Reguläre Mineralien, und zwar Orthosilikate von der allgemeinen Formel: $M_3^{II}R_2^{III}Si_3O_{12} = 3MO \,.\, R_2O_3 \,.\, 3SiO_2$, wo $M^{II} = Ca, Fe, Mg, Mn, Cr$ (?); $R^{III} = Al, Fe, Cr$. Die der allgemeinen Formel entsprechenden Verbindungen, welche in der Natur eine Rolle spielen, sind danach die folgenden:

Kalkeisengranat: $Ca_3Fe_2Si_3O_{12} = 3CaO \,.\, Fe_2O_3 \,.\, 3SiO_2$.
Kalktongranat: $Ca_3Al_2Si_3O_{12} = 3CaO \,.\, Al_2O_3 \,.\, 3SiO_2$.
Eisentongranat: $Fe_3Al_2Si_3O_{12} = 3FeO \,.\, Al_2O_3 \,.\, 3SiO_2$.
Magnesiatongranat: $Mg_3Al_2Si_3O_{12} = 3MgO \,.\, Al_2O_3 \,.\, 3SiO_2$.
Mangantongranat: $Mn_3Al_2Si_3O_{12} = 3MnO \,.\, Al_2O_3 \,.\, 3SiO_2$.
Kalkchromgranat: $Ca_3Cr_2Si_3O_{12} = 3CaO \,.\, Cr_2O_3 \,.\, 3SiO_2$.

Diese Grundverbindungen finden sich selten isoliert in der Natur, meist sind sie miteinander in mannigfaltigen Verhältnissen isomorph gemischt, so daß sich die je zweiwertigen und die dreiwertigen Metalle gegenseitig ersetzen. Dies geschieht aber nicht bei ihnen allen in gleicher Weise. Al_2O_3 und Fe_2O_3 treten unbeschränkt für einander ein, so daß zwischen den reinen Tonerdegranaten und den reinen Eisenoxydgranaten alle möglichen Übergänge vorhanden sind und ähnlich verhält es sich auch mit FeO, MnO und MgO. Dagegen wird CaO meist nur in sehr beschränktem Maße durch FeO und MgO ersetzt und umgekehrt, so daß die Kalkgranaten stets nur sehr wenig FeO und MgO, die Eisenoxydul- und Magnesiagranaten nur eine geringe Menge CaO enthalten. Dagegen kann neben MnO der CaO-Gehalt bis zu erheblicheren Beträgen steigen. In diesen Mischungen finden sich oft auch noch einige andere Grundverbindungen, die den obigen ganz analog gebaut sind, und die sich im einzelnen Fall aus

den Analysen von selbst ergeben. Dieselben spielen aber neben den obigen wichtigsten und verbreitetsten eine untergeordnete Rolle und sind daher hier nicht speziell mit aufgeführt. Statt SiO_2 findet man zuweilen etwas TiO_2 (Titangranat, pag. 683). Yttrium kommt manchmal als Ersatz für Aluminium vor (Yttergranat, pag. 680 und 683).

Sehr häufig ringsum vollkommen auskrystallisiert. Die Form der bald auf-, bald eingewachsenen Krystalle ist vorzugsweise das Rhombendodekaeder (Granatoeder), teils allein (Fig. 537), teils, mit abgestumpften Kanten, in Kombination mit dem Ikositetraeder $2O2$ (211) (Fig. 538), oder auch wohl letzterer Körper allein, mit in der Richtung der

Fig. 537. Fig. 538. Fig. 539. Fig. 540.

langen Diagonale gestreiften Flächen (Fig. 539). Auch Hexakisoktaeder kommen nicht selten vor, z. B. $3O\frac{3}{2}$ (321), die Kombinationskanten zwischen ∞O (110) und $2O2$ (211) abstumpfend (Fig. 540). Sodann ein sehr granatoederähnliches Hexakisoktaeder, scheinbar ein Granatoeder, aber mit nach den Diagonalen etwas geknickten Kanten, das an manchen Granatvarietäten sich findet; es hat oft den Ausdruck: $64O\frac{64}{63}$ (64. 63. 1). Die einfachsten regulären Formen, Oktaeder und besonders der Würfel, gehören beim Granat zu den Seltenheiten; Pyramidenwürfel und Pyramidenoktaeder kommen zwar vor, sind aber ebenfalls nicht häufig. (Bauer, Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. Bd. 26. 1874). Vielfach auch derb und in dichten Aggregaten.

Blätterbrüche fehlen; Bruch kleinmuschlig; spröde. H. = $6\frac{1}{2}$—8, selten geringer. G. = 3.2—4,2, je nach der Zusammensetzung. Glasglänzend, durchscheinend bis undurchsichtig, seltener durchsichtig (edler Granat). Mancher Gr. ist vollkommen isotrop, mancher andere ist optisch anomal und wirkt auf das polarisierte Licht. (Klein, N. Jahrb. für Min. etc. 1883, I. 87; Sitzgsber. Berlin Akad. 1898, pag. 676.) Starke Lichtbrechung; n = 1,7—1,9, mit der Zusammensetzung wechselnd.

Zuweilen farblos, meist gefärbt, häufig rot, auch braun, gelb, grün, schwarz, kurz alle Farben außer blau. Alle schmelzen, der unschmelzbare Chromgranat ausgenommen, mehr oder weniger leicht ohne Gewichtsverlust. Das spez. Gewicht der erstarrten amorphen Schmelze ist aber erheblich geringer als das des ursprünglichen Krystalls: bei einem sog. Grossular vom Wiluifluß in Sibirien ist: G. =

3.63 vor und = 2.95 nach dem Schmelzen. Von Säuren wird meist nur die Schmelze angegriffen und unter Bildung von Kieselgallerte zersetzt, selten aber der ungeschmolzene Granat (Demantoid).

Die Zahl der hierhergehörigen Mineralien ist sehr groß; sie sind z. T. sehr verbreitet und wichtig, besonders in den krystallinischen Schiefern und im Kontaktkalk, weniger in Eruptivgesteinen; nur spärlich in vulkanischen Gesteinen. Nicht selten als Neubildungen bei der Zersetzung von Gesteinen (z. B. Diabas) und anderen Mineralien. Vielfach auch lose in Seifen.

(Weinschenk, Zeitschr. f. Kryst. XXV. 1895. pag. 365.)

Kalktongranat.

$Ca_3Al_2Si_3O_{12} = 3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$. In der Natur selten rein; meist ist eine mehr oder weniger große Menge Al_2O_3 durch Fe_2O_3 ersetzt, so daß Übergänge zum Kalkeisengranat entstehen. Auch etwas Cr_2O_3 (pag. 685) und TiO_2 ist zuweilen vorhanden. Der FeO-Gehalt ist stets nur gering. Die reine Verbindung der obigen Formel besteht aus: 37,30 CaO, 22,69 Al_2O_3 und 40,01 SiO_2. Sie ist annähernd repräsentiert durch den farblosen, z. T. wasserhellen Granat (*Leukogranat*) von Auerbach an der Bergstraße (im Kalk), von Jordansmühl in Schlesien und von Slatoust im Ural (auf Klüften im Serpentin), von Telemarken im südl. Norwegen (mit Cyprin und Thulit in Quarzlinsen im Hornblendegneiß) etc. Schon diese farblosen enthalten z. T. etwas Fe_2O_3; reicher daran pflegen die gefärbten zu sein. Der K. ist bald vollkommen ausgebildet in meist aufgewachsenen Krystallen, bald derb und dicht. Die Farbe ist teils rot, teils grün, braun und gelb. Die roten werden als *Hessonit* (Kaneelstein) bezeichnet. Die Farbe des H. ist meist hyacinthrot; er ist durchsichtig bis durchscheinend und undurchsichtig. Schöne durchsichtige Krystalle aufgewachsen mit Diopsid und Chlorit im Serpentin der Mussaalp im Alatal in Piemont und ähnlich, aber sehr reich an Fe_2O_3 und einen Übergang zum Kalkeisengranat bildend, bei Achmatowsk im Ural; bei Friedeberg in Österreich-Schlesien auf Gängen im Granit; fleischrote Krystalle begrenzt von Oktaeder und Pyramidenoktaeder in den grünen Schiefern von Elba auf Spalten aufgewachsen. Bei Malsjö in Schweden und in Mexiko (hier rosenrot) im körnigen Kalk etc. Besonders berühmt ist das Vorkommen derber Massen in Ceylon, wahrscheinlich aus Gneiß, und von Geröllen in den dortigen Edelsteinseifen. Letztere sind durchsichtig und werden, vielfach unter dem Namen Hyacinth, zu Schmucksteinen verschliffen. Solche klare Geschiebe auch bei Olahpian in Siebenbürgen. Die grünen, braunen und gelben Granaten dieser Gruppe heißen *Grossular*. Sie sind wie die roten teils derb, teils deutlich krystallisiert, und zwar meist eingewachsen, besonders im Kalk als Kontaktgebilde, oft mit Hessonit.

Ein viel genannter Fundort ist am Wiluifluß in der Nähe des Baikalsees in Sibirien, wo grüne ringsum ausgebildete Krystalle mit ebensolchen von Vesuvian in einem vulkanischen Tuffe liegen; beide Mineralien, bes. der Vesuvian, werden nach dem Fundort *Wiluit* genannt. Auch in den Kontaktkalken ist der Grossular oft von Vesuvian, sowie von Wollastonit etc. begleitet. Einige bekanntere Fundorte sind: Auerbach an der Bergstraße, am Monzoni in Tirol, bei Dobschau, Rezbanya, Orawicza und Cziclowa in Ungarn, Tiriolo in Kalabrien, Kimito, Pargas etc. in Finnland (*Romanzowit*), Amity in New York. Erwähnenswert ist das Vorkommen zahlreicher großer hellbrauner Granaten im Diluvialsande der Dominsel in Breslau, die z. T. mit Kalk verwachsen sind und daher wohl ursprünglich einer Kontaktlagerstätte angehört haben. Selten auf Erzgängen z. B. bei Andreasberg im Harz in Krystallen auf Kalkspat. Kalktongranaten von verschiedener Farbe finden sich in den Auswürflingen am Laacher See, sowie neben anderen Granaten auch in den Sommaauswürflingen am Vesuv.

G. = 3,4—3,6 zuweilen nur 3,15. H. = 7, auch etwas weniger. $n = 1{,}74$ für Rot, beim Hessonit von Ceylon. Im allgemeinen nicht schwer schmelzbar.

Eisentongranat (Almandin).

$Fe_3Al_2Si_3O_{12} = 3FeO \,.\, Al_2O_3 \,.\, 3SiO_2$ mit 43,34 FeO, 20,51 Al_2O_3, 36,15 SiO_2. Oft wenig andere Bestandteile: etwas Fe_2O_3, MgO und MnO; von CaO stets nur geringe Mengen. H. = 7—7½. G. = 4,2 vor, 4,1 nach dem Schmelzen. Selten optisch anomal. Ist teils vollkommen durchsichtig und dann columbinrot (mit einem Stich ins Blaue), (*edler Granat*, auch orientalischer oder sirischer Granat). Als Geschiebe mit Hessonit in den Edelsteinseifen von Ceylon, in Brasilien, Indien etc., im Glimmerschiefer eingewachsen am Roßruck etc. im Zemmgrund (Zillertal). Viel in Deutsch-Ostafrika. Wird zu Schmucksteinen verwandt. Der trübe, undurchsichtige, dann unreinere und meist schmutzigrote und -braune Eisentongranat ist der verbreitetste aller Granaten (*gemeiner Granat* z. T.). Er bildet in Form von ringsum ausgebildeten Krystallen und von unregelmäßigen Körnern eine accessorische Beimengung im Gneiß, Glimmerschiefer, Granulit, Amphibolit und anderen krystallinischen Schiefern und ist im Kinzigit (Granatgneiß) und im Eklogit ein wesentlicher Gemengteil. Nicht selten von einem grünen chloritischen Zersetzungsprodukt umhüllt. Er ist so weit verbreitet in der Zentralkette der Alpen, in fast allen deutschen Mittelgebirgen: im bayrisch-böhmischen Wald, im Riesengebirge (bei Schreiberhau yttriumhaltig, Yttergranat) und den anderen schlesisch-mährischen Gebirgen, im Erzgebirge, Fichtelgebirge, Odenwald, Schwarzwald, ferner in den Pyrenäen, in Skandinavien (Norwegen, Schweden und Finnland) und

daher auch vielfach in den Diluvialgeschieben der norddeutschen Ebene, im Ural, Sibirien, Nordamerika etc. Die Zahl der Fundorte ist sehr groß. Besonders schöne, zuweilen bis über faustgroße Krystalle, in Tirol, bei Fahlun in Schweden (hier nicht selten mit einem grünen Chloritmantel von der Form des Granats) und ganz ähnlich bei Salida in Colorado, am Stickeen River in Alaska im Chloritschiefer, in Grönland (hier auch größere derbe schalig abgesonderte Massen von schöner Farbe) etc. Seltener ist der Almandin in Tiefengesteinen wie Granit, Syenit, Diorit etc., z. B. im Granit des Spessarts, in Finnland, im Ural etc., sowie in vulkanischen, besonders trachytischen Gesteinen, z. B. in der Auvergne, auf den Kanaren, bei Cabo de Gata und Almeria in Granada (Spanien). Wenig verbreitet auf Erzlagerstätten (Ehrenfriedersdorf, Altenberg und Schwarzenberg in Sachsen, Fahlun und Garpenberg in Schweden, Röraas in Norwegen (hier schwarz) etc. Kaum als Kontaktgebilde im Kalk. Vielfach aus dem Muttergestein ausgewittert in Seifen und Sanden. Der Almandin wird wegen seiner großen Härte, wie übrigens auch andere Granaten, zuweilen als Schleifmittel wie der Smirgel benützt.

Magnesiatongranat.

Findet sich nie rein in der Natur. Enthält stets mehr oder weniger große Mengen von Fe_2O_3, FeO, MnO, CaO, sowie meist Chrom als Cr_2O_3 oder vielleicht auch als CrO. Seltener schwarz, meist rot. Nur der schwarze ist deutlich krystallisiert.

Schwarzer Granat. Nur von Arendal in Norwegen bekannt, wo er mit anderen und zwar meist Kalkeisengranaten und mit Kalkspat auf der Magneteisenlagerstätte in aufgewachsenen Krystallen: Granatoeder mit abgestumpften Kanten, vorkommt. Er enthält 22 Al_2O_3 und neben 13 MgO noch $6\frac{1}{2}$ MnO, $6\frac{1}{2}$ CaO und 9 FeO, aber kein Chrom. G. = 3,157. H. = 7. Schwarz, undurchsichtig, etwas fettig glänzend, und leicht zu einer dunkelgraugrünen, nicht magnetischen Kugel schmelzbar. (Vergl. Melanit, pag. 683). Weit verbreitet und wichtig ist dagegen der rote Magnesiatongranat, der

Pyrop (böhmischer Granat). Er ist durchsichtig, ohne alle mechanischen Verunreinigungen und hyazinth- bis blutrot (mit einem Stich ins Gelbe). Er zeichnet sich durch einen fast nie fehlenden kleinen Chromgehalt aus und zwar soll dieses Metall als CrO vorhanden sein. Im Mittel enthält er: 15 MgO, 10 FeO, 5 CaO, $2\frac{1}{2}$ MnO und bis 4 CrO; von Sesquioxyden oft nur Al_2O_3, manche sind absolut frei von Fe_2O_3. G. = 3,69—3,78. H. über 7. n = 1,78 (rot); 1,83 (violett). Stets völlig isotrop ohne Anomalien. Unschmelzbar. So gut wie niemals in deutlichen Krystallen; fast nur unregelmäßige rauhe Körner, selten von Erbsen-

größe und darüber. Findet sich ausschließlich in Olivingesteinen und den aus diesen entstandenen Serpentinen, sowie in deren Verwitterungsprodukten, endlich bei völliger Zersetzung des Muttergesteins lose im Sande. Im Serpentin sind die Körner oft von einer grünen bis lichtgrauen und braunen, radialfasrigen Rinde umgeben, die aus Pyroxen, Bronzit, Amphibol und Spinell besteht und wahrscheinlich durch Umwandlung entstanden ist, z. B. bei Krems unweit Budweis in Böhmen (Kelyphit). Wichtige Fundorte sind bei Meronitz unweit Bilin, Neupaka, Gitschin etc. im nördlichen Böhmen, wo er ausgedehnte Seifen (Granatsande) bildet, aus denen die größeren Körner für die Edelsteinschleifereien in jener Gegend ausgesucht werden, daher *böhmischer Granat*. Stammt auch hier aus Serpentin und ist nicht selten in einem unreinen braunen, durch Zersetzung des Serpentins entstandenen Opal eingewachsen. Noch eingewachsen im Serpentin z. B. bei Zöblitz und Greifendorf in Sachsen und an zahlreichen Orten in Niederösterreich, den Vogesen, Schottland, Nordamerika. In brasilischen Diamantsanden zuweilen deutliche Krystalle. Besonders bemerkenswert ist das Vorkommen als Begleiter des Diamants im blue ground von Südafrika, zuweilen von heller, vielfach auch von sehr schöner dunkelroter Farbe, die diese Steine als Schmucksteine ganz besonders geschätzt macht (*Kaprubin*). Dem Pyrop steht nahe der *Rhodolith*, durchsichtige rosenrote Geschiebe von Macon Co., Nord-Karolina.

Mangantongranat (Mangangranat, Spessartin).

$Mn_3Al_2Si_3O_{12} = 3MnO \,.\, Al_2O_3 \,.\, SiO_2$, daneben Fe_2O_3 und FeO, zuweilen in erheblichen Mengen, CaO und MgO meist nur wenig. Vielfach in deutlichen Krystallen, und zwar meist Ikositetraeder; auch derb und dicht. G. = 3,77—4,27. H. = 7 und mehr. Gelbrot bis rotbraun je nach dem mehr oder weniger großen Eisengehalt; fast nur kleine Krystalle durchsichtig. Häufig optisch anomal. V. d. L. leicht zu einer schwarzen unmagnetischen Kugel schmelzbar. Vorkommen hauptsächlich in granitischen Gesteinen, eingewachsen und auf Hohlräumen aufgewachsen; doch auch vielfach in anderer Weise. Am frühesten bekannt aus dem Granit von Aschaffenburg im Spessart, sodann im Porphyrit von Ilefeld im Harz, in den Wetzschiefern der Ardennen, auf der Manganerzlagerstätte von St. Marcel in Piemont; auf den Granitgängen von S. Piero in Elba kleine glänzende flächenreiche aufgewachsene Krystalle. Reich an MnO und an Fe_2O_3 sind die Granaten aus manchen schottischen Graniten. Den größten MnO-Gehalt (44,2 MnO) hat der Spessartin im Granit von Amelia Co., Virginia. Interessant ist das Vorkommen kleiner glänzender Krystalle auf Hohlräumen (Lithophysen) eines Liparits von Nathrop in Colorado und als

als Kluftausfüllung am Silberberg bei Bodenmais im bayr. Wald. Manche Mangangranate sind so schön gefärbt und durchsichtig, daß sie gute Schmucksteine liefern (z. B. die von Haddam, Conn., derbe durchsichtige Massen im Granit).

Kalkeisengranat.

$Ca_3Fe_2Si_3O_{12} = 3CaO \,.\, Fe_2O_3 \,.\, 3SiO_2$ mit 33,06 CaO, 31,49 Fe_2O_3 und 35,45 SiO_2. Fe_2O_3 ist zu einem mehr oder weniger großen Teil durch Al_2O_3 vertreten, so daß zwischen den Kalkeisen- und den Kalktongranaten alle möglichen Übergänge entstehen, aber keine scharfe Grenze vorhanden ist. Meist arm an FeO und MgO, häufig etwas MnO; TiO_2 ersetzt häufig einen Teil der SiO_2, aber nur in Gemengteilen der Silikatgesteine, nicht in den durch Kontaktbildung im Kalk entstandenen. Die TiO_2-freien Kalkeisengranaten sind häufig optisch anomal und ausgezeichnet zonar gebaut. G. = 3,3—4,1. H. nicht über 7. V. d. L. unschwer zu einer je nach dem *Fe*-Gehalt stärker oder schwächer magnetischen Kugel schmelzbar. Das äußere Ansehen, namentlich die Farbe ist sehr verschieden: gelb, braun, grün, braungrün bis schwarz, doch kann man aus der Farbe nicht auf die Zusammensetzung schließen. Vorkommen in krystallinischen Schiefern, im Serpentin und im Kalk, aber auch in Eruptivgesteinen besonders in jüngeren vulkanischen (Leucitophyren, Phonolithen etc.); sehr verbreitet auf Magneteisen- und Kieslagerstätten. Nach Aussehen und Vorkommen werden verschiedene Varietäten unterschieden, die z. T. mit zu den häufigsten Granaten gehören.

Melanit. Ebenfalls von schwarzer Farbe (vergl. pag. 681): Granatoeder mit abgestumpften Kanten, in jüngeren vulkanischen Gesteinen (Leucitgesteinen, Tephriten etc.) und deren Tuffen eingelagert und ringsum ausgebildet; so bei Frascati im Albaner Gebirge, am Laacher See, bei Rothweil im Kaiserstuhl etc. Meist ziemlich viel TiO_2 enthaltend. Glänzend schwarze aufgewachsene Kryställchen in den Sommaauswürflingen. Gleichfalls schwarz, aber von anderem Vorkommen ist der besonders titanreiche (22 TiO_2) derbe *Schorlomit* (Ferrotitanit), mit Arkansit und Eläolith sowie mit braunem Granat von Magnet Cove in Arkansas; auch ein derber, schwarzer titanreicher Granat aus dem Phonolith von Oberbergen am Kaiserstuhl ist Schorlomit genannt worden. Nahe steht der gleichfalls sehr TiO_2-reiche schwarze *Iwaarit* von Iwaara in Finnisch-Lappland im Eläolithsyenit, sowie der fast yttererdefreie, dagegen TiO_2-haltige sog. *Yttergranat* von Brevik in Norwegen. Nur durch eingewachsene Kohlenteilchen schwarz ist der *Pyrenäit* in einem schwarzen Kalk der Umgegend von Barèges in den Pyrenäen.

Topazolith. Kleine grüngelbe, bald mehr grüne, bald mehr gelbe, aufgewachsene Kryställchen, meist $640\frac{6}{6}\frac{4}{3}$ (64 . 63 . 1). Mussaalp in Piemont und Wurlitz im Fichtelgebirge im Serpentin. In die Nähe des Topazolith gehören auch die kleinen stark glänzenden grünen und gelben Kryställchen, welche häufig die Klüfte und Spalten verwitterter Diabase und anderer ähnlicher eisenreicher Gesteine bedecken, durch deren Zersetzung sie entstanden sind; so an manchen Stellen im hessischen Hinterland und in Nassau etc. *Demantoid.* Runde Knollen im Serpentin von Bobrowka bei Syssersk im Ural, begleitet von Asbest. Sehr selten Krystalle. Fast farblos bis smaragdgrün in verschiedenen grünen, auch grünlichgelben Nüancen. H. = $6\frac{1}{2}$, weicher als andere Granaten. G. = 3,84. Von HCl schon vor dem Glühen zersetzt. Nach dem Schleifen sehr stark glänzend und durchsichtig, daher vielfach als Schmuckstein benutzt.

Aplom (gemeiner Granat z. T., Andradit). Hierzu gehören grüne, gelbe und braune Krystalle, häufig Granatoeder, deren Flächen nach der kleinen Diagonale gestreift sind. An vielen Stellen verbreitet, so im Erzgebirge auf den Kies- und Blendelagern bei Schwarzenberg und Breitenbrunn und im Kalksteine von Boden bei Marienberg neben Hessonit; im Harz auf den Eisensteingruben von Altenau (gelb); rotbraun bei Schmiedefeld im Thüringer Wald; in einem gneißartigen Gesteine im Pfitschtal in Tirol; auf den Magneteisenlagerstätten von Morawicza und Dognacska im Banat; im Serpentin am Findelengletscher bei Zermatt im Wallis, grün; bei Arendal in Norwegen dunkelbraune Krystalle auf dem Magneteisenlager; bei Sala in Schweden im Bleiglanz (gelbbraun); bei Pitkäranta in Finnland mit Kupfererzen; in der Achmatowskschen Grube bei Slatoust im Ural auf Gängen im Chloritschiefer; in Nordamerika an zahlreichen Orten im Glimmerschiefer und ähnlichen Gesteinen etc. Die angeführten Beispiele zeigen die Mannigfaltigkeit des Vorkommens und ließen sich leicht noch stark vermehren. Der harzglänzende *Kolophonit* (Pechgranat), lockere Aggregate von gerundeten Krystallen und rundlichen Körnern, rotbraun, ein 20′ mächtiges Lager auf der Insel Tromö bei Arendal bildend, gehört z. T. hierher, meist aber zum Vesuvian. Der *Rothoffit* ist ein manganhaltiger gelber Kalkeisengranat aus den Manganerzlagerstätten von Longbanshyttan in Wermland, Schweden. Ein Aplom, in dem ein Teil des CaO durch MnO ersetzt wird, ist auch der derbe braungelbe *Polyadelphit* von Franklin, New Jersey. Derbe und dichte Massen von grüner, auch brauner und gelber Farbe haben vielfach die Zusammensetzung des Kalkeisengranats. Sie sind *Allochroit* genannt worden, so besonders die manganhaltigen Vorkommen von Drammen und Feiringen bei Christiania in Norwegen, von verschiedenen Orten im sächsischen Erzgebirge etc. Ähnliche dichte Aggregate bilden an

manchen der genannten Fundorte die unmittelbare Unterlage des Topazoliths und der anderen krystallisierten Kalkeisengranaten.

Partschin. $(Mn, Fe)_3Al_2Si_3O_{12}$. Ist chemisch ein Manganeisentongranat, krystallisiert aber monoklin. Bildet schwach pechglänzende trübe braune Kryställchen mit gerundeter Oberfläche und unregelmäßige Körner im Goldsande von Olahpian in Siebenbürgen.

Kalkchromgranat (Chromgranat, Uwarowit).

$Ca_3Cr_2Si_3O_{12} = 3CaO \,.\, Cr_2O_3 \,.\, 3SiO_2$. Ist fast rein; 22—23% Cr_2O_3, daneben wenig Al_2O_3. G. = 3,42—3,50. H. = 7½—8, doch zuweilen auch geringer. Unschmelzbar. Bildet Rasen kleiner smaragdgrüner durchscheinender Dodekaeder, oder dünne glattflächige Überzüge auf Chromeisenstein, aus dem er bei der Zersetzung sich bildet. Selten. Syssersk und Kyschtimsk im Ural, bei Texas in Pennsylvanien etc. Auch bei Jordansmühl in Schlesien im Serpentin. Kleine Körner im Quarzit von Preservation Inlet, Neu-Seeland. 5—7% Cr_2O_3 enthaltende Kalktongranaten bei Orford, Kanada im Kalk und ebenso bei Vénasque, Pyrenaen.

Der Granat verwittert im allgemeinen leicht und geht je nach der Zusammensetzung verschiedene Veränderungen ein. Tonerdefreier Granat gibt serpentin- und specksteinähnliche Umwandlungsprodukte, sehr eisenreicher auch Roteisenstein. Tonerdehaltiger Gr. gibt Chlorit, Glimmer etc., welche auf ursprünglichen Spalten und Rissen eingewachsen liegen, oder auch die Krystalle an der ganzen Oberfläche bedecken, sowie Pseudomorphosen nach Granat bilden. Der Granat bildet endlich sog. Perimorphosen, papierdünne Hüllen von der Form und Zusammensetzung des Granats, im Innern erfüllt von einem Gemenge von Kalk, Quarz, Epidot, Skapolith etc.; sie finden sich u. a. im körnigen Kalk von Arendal in Norwegen. Abwechselnde dünne Schalen von Granat und Kalkspat am Sixmadun in Graubünden.

Prehnit.

$H_2Ca_2Al_2Si_3O_{12} = H_2O \,.\, 2CaO \,.\, Al_2O_3 \,.\, 3SiO_2$; bis 7% Fe_2O_3 statt Al_2O_3. H_2O geht erst in der Glühhitze weg. Ist chemisch ein Kalktongranat, in dem $1Ca$ durch $2H$ vertreten ist. Rhombisch; $a:b:c =$ 0,8401 : 1 : 1,1253. Prismen mit 99° 58′ in der vorderen Kante, nebst der Basis bilden meist niedere Tafeln, an denen die Kanten zwischen den Prismenflächen und der Basis zuweilen durch Oktaederflächen $P(111)$ abgestumpft werden; auch die Querfläche $\infty \bar{P} \infty$ (100), sowie $3\breve{P}\infty$ (011) (33° 26′ oben), und $\frac{3}{4}\bar{P}\infty$ (304) (90° 32′ oben) treten zuweilen auf. Diese Tafeln sind häufig in annähernd paralleler Stellung zu fächerförmigen, scheinbar an der stumpfen Prismenkante aufgeblätterten Aggregaten verwachsen, in denen die einzelnen Tafeln die Achsen b gemein haben und wo die Prismen- und die Basisflächen kleine Winkel miteinander machen; auch finden sich kugelige und traubige, sowie zuweilen unregelmäßig begrenzte Aggregate von strahliger und fasriger Struktur. Nach der Basis deutlich blättrig. H. = 6½. G. = 2,8—3,0. Durchscheinend, glasglänzend; meist grün, auch gelblich, selten farblos. Opt. A. E. ac, seltener bc, + M. L. c. Ziemlich schwer schmelzbar zu blasigem Glas; von Säuren nur nach vorherigem Glühen zersetzt.

Findet sich als Zersetzungsprodukt mancher Silikate **auf Klüften** und Hohlräumen älterer, besonders basischer, krystallinischer Silikatgesteine an vielen Orten, meist nur in geringer Menge, oft mit Epidot, Datolith und Zeolithen zusammen, so im Diorit, Melaphyr, Gabbro, Diabas; weniger im Granit und in krystallinischen Schiefern (Amphibolit und Chloritschiefer); zuweilen mit Kupfer. Einige vielgenannte Fundorte sind: Weilburg und Dillenburg in Nassau, Friedensdorf in Hessen, sowie Kuchelbad bei Prag im Diabas; Oberstein a. d. Nahe und im Fassatal im Melaphyr, zuweilen mit ged. Kupfer; im Radautal bei Harzburg im Harz im Gabbro; bei Ratschinges in Tirol und Bourg d'Oisans im Dauphiné im Amphibolit; bei Barèges in den Pyrenäen (*Kupholith*); in Schottland; bei Ädelfors in Schweden (*Edelith*); am Kap der guten Hoffnung (Namaqualand); in dem Melaphyr der Kupferlagerstätten am Oberen See im Staat Michigan etc. Hier auch in kleinen rundlichen bläulichgrünen radialfasrigen Geröllen im Lake Superior, sog. *Chlorastrolith*. Dasselbe ist auch der grün gebänderte, radialfasrige *Zonochlorit*, dort in derselben Weise vorkommend.

Karpholith. $H_4MnAl_2Si_2O_{10}$; für MnO etwas FeO, für Al_2O_3 etwas Fe_2O_3. Fasrige und strahlige, büschelförmige, gelbe und grüne, seidenglänzende Aggregate. Bei Schlaggenwald in Böhmen auf der Zinnerzlagerstätte mit Flußspat und Quarz auf Drusen im Granit; im Quarz in den devonischen Schiefern von Wippra am Harz und ähnlich im Quarz in den Ardennen bei Meuville.

Lawsonit. $H_4CaAl_2Si_2O_{10}$. Chemisch analog dem Karpholith, aber rhombisch. Dicktafelförmige Krystalle in krystallinischen Schiefern in Kalifornien; im Diabas und Gabbro der Basilikata als Umwandlungsprodukt der basischen Plagioklase, und aufgewachsen auf Klüften; im Gabbro und Glaukophanschiefer in Korsika, Insel Giglio und Ligurien. Nach einer Richtung vollkommen spaltbar. H. $= 8^1/_2$. G. $= 3{,}09$. Farblos ins Blaue; glasglänzend ins Fette. Leicht schmelzbar, hernach mit HCl leicht gelatinierend.

Isodimorphe Reihe des Olivins und Willemits.

Hierher gehört eine Anzahl mit Säuren gelatinierender Orthosilikate (Singulosilikate) zweiwertiger Metalle von der Formel $R^{II}_2SiO_4 = 2RO \cdot SiO_2$, die in zwei verschiedenen Formenreihen krystallisieren. Rhombisch bilden sie, bald isoliert für sich, bald in vielfacher Mischung, die isomorphe Gruppe des Olivins; hexagonal und zwar meist rhomboedrisch-tetartoedrisch, resp. pseudohexagonal-triklin die isomorphe Gruppe des Willemits. In der Olivinreihe finden wir die Metalle Mg und Fe, daneben Mn und Zn und sehr zurücktretend Ca; in der Willemitreihe Be, Zn, Mn, Mg und (H_2Cu). Dieselben Verbindungen kehren also in beiden Reihen vielfach wieder, doch fehlt u. a. in der Olivinreihe Be und (H_2Cu), und Zn spielt eine untergeordnete Rolle, während in der Willemitreihe das bei den Olivinen besonders wichtige Mg stark zurücktritt, wogegen Zn und Be hier eine größere Bedeutung hat. Jedenfalls liegt hier das Verhältnis des Dimorphismus vor. Über die beiden isomorphen Reihen des Olivins und des Willemits haben wir zunächst folgende Übersicht:

Olivingruppe:	
rhombisch:	$a:b:c$
Monticellit: $MgCaSiO_4$;	0,4337:1:0,5757.
Glaukochroit: $MnCaSiO_4$;	0,440:1:0,566.
Forsterit: Mg_2SiO_4;	0,4666:1:0,5868.
Olivin: $(Mg, Fe)_2SiO_4$;	0,4657:1:0,5865.
Hortonolith: $(Fe, Mg)_2SiO_4$;	0,466:1:0,580.
Fayalit: Fe_2SiO_4;	0,4584:1:0,5793.
Röpperit: $(Fe, Mn, Zn, Mg)_2SiO_4$;	0,466:1:0,586.
Knebelit: $(Mn, Fe)_2SiO_4$;	0,467:1: ?
Tephroit: Mn_2SiO_4;	0,4621:1:0,5914.

Willemitgruppe:	
hexagonal:	$a:c$
Phenakit: Be_2SiO_4;	1:0,6611.
Willemit: Zn_2SiO_4;	1:0,6695.
Troostit: $(Zn, Mn)_2SiO_4$;	1:0,6739.
Dioptas: H_2CuSiO_4;	1:0,6601.
Trimerit: $MnBeSiO_4$;	1:0,7233.
(pseudohexagonal-triklin).	

Isomorphe Reihe des Olivins.

Monticellit. $MgCaSiO_4 = MgO . CaO . SiO_2$. Rhombisch (siehe oben). Farblose oder sehr licht gefärbte durchsichtige bis durchscheinende Kryställchen, olivinähnlich, zuweilen Zwillinge und Drillinge, in Kalkauswürflingen der Somma. Größere undurchsichtige grünliche Krystalle als Kontaktgebilde am Monzoni in Tirol, teilweise in Serpentin und in Fassait verwandelt. (G. von Rath, Ztschr. deutsch. geol. Ges. 1875, 379; Pogg. Ann. Bd. 135, 581.) Der damit identische blaugraue angewitterte derbe *Batrachit* liegt im Kalk eingewachsen in der Kontaktzone ebendort und ähnlich bei Magnet Cove. Arkansas.

Glaukochroit. $MnCaSiO_4$, bläulichgrün, auf den Manganerzlagerstätten zu Franklin, New-Jersey.

Forsterit. $Mg_2SiO_4 = 2MgO . SiO_2$ mit sehr wenig FeO. Rhombisch (siehe oben). Kleine, starkglänzende, durchsichtige farblose Kryställchen auf Sommaauswürflingen. Damit identisch ist der trübe graue *Boltonit* im körnigen Kalk von Bolton. Massachusetts; ähnlich bei Slatoust im Ural, sowie bei Schelingen im Kaiserstuhl und in Jnverness, Schottland. Bildet mit Spinell Pseudomorphosen nach Dipyr im Kontaktkalk am Lherzolith in den Pyrenäen. Bei Snarum im Kirchspiel Modum in Norwegen im Serpentin, der wahrscheinlich daraus entstanden ist. (Arzruni, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 25, 1895, pag. 471. Bauer, bei Olivin.)

Olivin (Peridot, Chrysolith).

$(Mg, Fe)_2 SiO_4 = 2(Mg, Fe)O . SiO_2$; 7—10 FeO, ca. 50MgO und 40SiO_2; häufig etwas NiO, selten eine kleine Menge CaO. Der eisenreiche O. mit 30 FeO und 32 MgO ist *Hyalosiderit* genannt worden. SiO_2 z. T. durch etwas (4—6%) TiO_2 ersetzt (*Titanolivin* Pfunders in Tirol, Zermatt in der Schweiz, lombard. und piemont. Alpen).

Nicht selten in gut ausgebildeten rhombischen, denen des Chrysoberylls sehr ähnlichen Krystallen (Fig. 541, 542): $n = \infty P$ (110); $n/n = 130^\circ 2'$; die vordere Kante meist, aber nicht immer, ziemlich stark abgestumpft durch die längsgestreifte Querfläche $M = \infty \bar{P}\infty$ (100); zuweilen noch $s = \infty \breve{P}2$ (120) in der Prismenzone, die Kante n/T abstumpfend; die scharfe Kante n/n ist oft durch die meist nur schmale Längsfläche $T = \infty \breve{P}\infty$ abgestumpft. An den Enden trifft man häufig das

Findet sich als Zersetzungsprodukt mancher Silikate auf Klüften und Hohlräumen älterer, besonders basischer, krystallinischer Silikatgesteine an vielen Orten, meist nur in geringer Menge, oft mit Epidot, Datolith und Zeolithen zusammen, so im Diorit, Melaphyr, Gabbro, Diabas; weniger im Granit und in krystallinischen Schiefern (Amphibolit und Chloritschiefer); zuweilen mit Kupfer. Einige vielgenannte Fundorte sind: Weilburg und Dillenburg in Nassau, Friedensdorf in Hessen, sowie Kuchelbad bei Prag im Diabas; Oberstein a. d. Nahe und im Fassatal im Melaphyr, zuweilen mit ged. Kupfer; im Radautal bei Harzburg im Harz im Gabbro; bei Ratschinges in Tirol und Bourg d'Oisans im Dauphiné im Amphibolit; bei Barèges in den Pyrenäen (*Kupholith*); in Schottland; bei Ädelfors in Schweden (*Edelith*); am Kap der guten Hoffnung (Namaqualand); in dem Melaphyr der Kupferlagerstätten am Oberen See im Staat Michigan etc. Hier auch in kleinen rundlichen bläulichgrünen radialfasrigen Geröllen im Lake Superior, sog. *Chlorastrolith*. Dasselbe ist auch der grün gebänderte, radialfasrige *Zonochlorit*, dort in derselben Weise vorkommend.

Karpholith. $H_4MnAl_2Si_2O_{10}$; für MnO etwas FeO, für Al_2O_3 etwas Fe_2O_3. Fasrige und strahlige, büschelförmige, gelbe und grüne, seidenglänzende Aggregate. Bei Schlaggenwald in Böhmen auf der Zinnerzlagerstätte mit Flußspat und Quarz auf Drusen im Granit; im Quarz in den devonischen Schiefern von Wippra am Harz und ähnlich im Quarz in den Ardennen bei Meuville.

Lawsonit. $H_4CaAl_2Si_2O_{10}$. Chemisch analog dem Karpholith, aber rhombisch. Dicktafelförmige Krystalle in krystallinischen Schiefern in Kalifornien; im Diabas und Gabbro der Basilikata als Umwandlungsprodukt der basischen Plagioklase, und aufgewachsen auf Klüften; im Gabbro und Glaukophanschiefer in Korsika, Insel Giglio und Ligurien. Nach einer Richtung vollkommen spaltbar. H. $= 8^1/_2$. G. $= 3{,}09$. Farblos ins Blaue; glasglänzend ins Fette. Leicht schmelzbar, hernach mit HCl leicht gelatinierend.

Isodimorphe Reihe des Olivins und Willemits.

Hierher gehört eine Anzahl mit Säuren gelatinierender Orthosilikate (Singulosilikate) zweiwertiger Metalle von der Formel $R^{II}_2SiO_4 = 2RO \cdot SiO_2$, die in zwei verschiedenen Formenreihen krystallisieren. Rhombisch bilden sie, bald isoliert für sich, bald in vielfacher Mischung, die isomorphe Gruppe des Olivins; hexagonal und zwar meist rhomboedrisch-tetartoedrisch, resp. pseudohexagonal-triklin die isomorphe Gruppe des Willemits. In der Olivinreihe finden wir die Metalle Mg und Fe, daneben Mn und Zn und sehr zurücktretend Ca; in der Willemitreihe Be, Zn, Mn, Mg und (H_2Cu). Dieselben Verbindungen kehren also in beiden Reihen vielfach wieder, doch fehlt u. a. in der Olivinreihe Be und (H_2Cu), und Zn spielt eine untergeordnete Rolle, während in der Willemitreihe das bei den Olivinen besonders wichtige Mg stark zurücktritt, wogegen Zn und Be hier eine größere Bedeutung hat. Jedenfalls liegt hier das Verhältnis des Dimorphismus vor. Über die beiden isomorphen Reihen des Olivins und des Willemits haben wir zunächst folgende Übersicht:

Olivingruppe: rhombisch:	$a:b:c$
Monticellit: $MgCaSiO_4$;	0,4337:1:0,5757.
Glaukochroit: $MnCaSiO_4$;	0,440:1:0,566.
Forsterit: Mg_2SiO_4;	0,4666:1:0,5868.
Olivin: $(Mg, Fe)_2SiO_4$;	0,4657:1:0,5865.
Hortonolith: $(Fe, Mg)_2SiO_4$;	0,466:1:0,580.
Fayalit: Fe_2SiO_4;	0,4584:1:0,5793.
Röpperit: $(Fe, Mn, Zn, Mg)_2SiO_4$;	0,466:1:0,586.
Knebelit: $(Mn, Fe)_2SiO_4$;	0,467:1: ?
Tephroit: Mn_2SiO_4;	0,4621:1:0,5914.

Willemitgruppe: hexagonal:	$a:c$
Phenakit: Be_2SiO_4;	1:0,6611.
Willemit: Zn_2SiO_4;	1:0,6695.
Troostit: $(Zn, Mn)_2SiO_4$;	1:0,6739.
Dioptas: H_2CuSiO_4;	1:0,6601.
Trimerit: $MnBeSiO_4$; (pseudohexagonal-triklin).	1:0,7233.

Isomorphe Reihe des Olivins.

Monticellit. $MgCaSiO_4 = MgO . CaO . SiO_2$. Rhombisch (siehe oben). Farblose oder sehr licht gefärbte durchsichtige bis durchscheinende Kryställchen, olivinähnlich, zuweilen Zwillinge und Drillinge, in Kalkauswürflingen der Somma. Größere undurchsichtige grünliche Krystalle als Kontaktgebilde am Monzoni in Tirol, teilweise in Serpentin und in Fassait verwandelt. (G. von Rath, Ztschr. deutsch. geol. Ges. 1875, 379; Pogg. Ann. Bd. 135, 581.) Der damit identische blaugraue angewitterte derbe *Batrachit* liegt im Kalk eingewachsen in der Kontaktzone ebendort und ähnlich bei Magnet Cove, Arkansas.

Glaukochroit. $MnCaSiO_4$, bläulichgrün, auf den Manganerzlagerstätten zu Franklin, New-Jersey.

Forsterit. $Mg_2SiO_4 = 2MgO . SiO_2$ mit sehr wenig FeO. Rhombisch (siehe oben). Kleine, starkglänzende, durchsichtige farblose Kryställchen auf Sommaauswürflingen. Damit identisch ist der trübe graue *Boltonit* im körnigen Kalk von Bolton, Massachusetts; ähnlich bei Slatoust im Ural, sowie bei Schelingen im Kaiserstuhl und in Jnverness, Schottland. Bildet mit Spinell Pseudomorphosen nach Dipyr im Kontaktkalk am Lherzolith in den Pyrenäen. Bei Snarum im Kirchspiel Modum in Norwegen im Serpentin, der wahrscheinlich daraus entstanden ist. (Arzruni, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 25, 1895, pag. 471. Bauer, bei Olivin.)

Olivin (Peridot, Chrysolith).

$(Mg, Fe)_2 SiO_4 = 2(Mg, Fe)O . SiO_2$; 7—10 FeO, ca. 50MgO und 40SiO_2; häufig etwas NiO, selten eine kleine Menge CaO. Der eisenreiche O. mit 30 FeO und 32 MgO ist *Hyalosiderit* genannt worden. SiO_2 z. T. durch etwas (4—6%) TiO_2 ersetzt (*Titanolivin* Pfunders in Tirol, Zermatt in der Schweiz, lombard. und piemont. Alpen).

Nicht selten in gut ausgebildeten rhombischen, denen des Chrysoberylls sehr ähnlichen Krystallen (Fig. 541, 542): $n = \infty P(110)$; $n/n = 130^{\circ} 2'$; die vordere Kante meist, aber nicht immer, ziemlich stark abgestumpft durch die längsgestreifte Querfläche $M = \infty \bar{P}\infty$ (100); zuweilen noch $s = \infty \breve{P}2$ (120) in der Prismenzone, die Kante n/T abstumpfend; die scharfe Kante n/n ist oft durch die meist nur schmale Längsfläche $T = \infty \breve{P}\infty$ abgestumpft. An den Enden trifft man häufig das

Findet sich als Zersetzungsprodukt mancher Silikate auf Klüften und Hohlräumen älterer, besonders basischer, krystallinischer Silikatgesteine an vielen Orten, meist nur in geringer Menge, oft mit Epidot, Datolith und Zeolithen zusammen, so im Diorit, Melaphyr, Gabbro, Diabas; weniger im Granit und in krystallinischen Schiefern (Amphibolit und Chloritschiefer); zuweilen mit Kupfer. Einige vielgenannte Fundorte sind: Weilburg und Dillenburg in Nassau, Friedensdorf in Hessen, sowie Kuchelbad bei Prag im Diabas; Oberstein a. d. Nahe und im Fassatal im Melaphyr, zuweilen mit ged. Kupfer; im Radautal bei Harzburg im Harz im Gabbro; bei Ratschinges in Tirol und Bourg d'Oisans im Dauphiné im Amphibolit; bei Barèges in den Pyrenäen (*Kupholith*); in Schottland; bei Ädelfors in Schweden (*Edelith*); am Kap der guten Hoffnung (Namaqualand); in dem Melaphyr der Kupferlagerstätten am Oberen See im Staat Michigan etc. Hier auch in kleinen rundlichen bläulichgrünen radialfasrigen Geröllen im Lake Superior, sog. *Chlorastrolith*. Dasselbe ist auch der grün gebänderte, radialfasrige *Zonochlorit*, dort in derselben Weise vorkommend.

Karpholith. $H_4MnAl_2Si_2O_{10}$; für MnO etwas FeO, für Al_2O_3 etwas Fe_2O_3. Fasrige und strahlige, büschelförmige, gelbe und grüne, seidenglänzende Aggregate. Bei Schlaggenwald in Böhmen auf der Zinnerzlagerstätte mit Flußspat und Quarz auf Drusen im Granit; im Quarz in den devonischen Schiefern von Wippra am Harz und ähnlich im Quarz in den Ardennen bei Meuville.

Lawsonit. $H_4CaAl_2Si_2O_{10}$. Chemisch analog dem Karpholith, aber rhombisch. Dicktafelförmige Krystalle in krystallinischen Schiefern in Kalifornien; im Diabas und Gabbro der Basilikata als Umwandlungsprodukt der basischen Plagioklase, und aufgewachsen auf Klüften; im Gabbro und Glaukophanschiefer in Korsika, Insel Giglio und Ligurien. Nach einer Richtung vollkommen spaltbar. H. $= 8^1/_2$. G. $= 3{,}09$. Farblos ins Blaue; glasglänzend ins Fette. Leicht schmelzbar, hernach mit HCl leicht gelatinierend.

Isodimorphe Reihe des Olivins und Willemits.

Hierher gehört eine Anzahl mit Säuren gelatinierender Orthosilikate (Singulosilikate) zweiwertiger Metalle von der Formel $R^{II}_2SiO_4 = 2RO \cdot SiO_2$, die in zwei verschiedenen Formenreihen krystallisieren. Rhombisch bilden sie, bald isoliert für sich, bald in vielfacher Mischung, die isomorphe Gruppe des Olivins; hexagonal und zwar meist rhomboedrisch-tetartoedrisch, resp. pseudohexagonal-triklin die isomorphe Gruppe des Willemits. In der Olivinreihe finden wir die Metalle Mg und Fe, daneben Mn und Zn und sehr zurücktretend Ca; in der Willemitreihe Be, Zn, Mn, Mg und (H_2Cu). Dieselben Verbindungen kehren also in beiden Reihen vielfach wieder, doch fehlt u. a. in der Olivinreihe Be und (H_2Cu), und Zn spielt eine untergeordnete Rolle, während in der Willemitreihe das bei den Olivinen besonders wichtige Mg stark zurücktritt, wogegen Zn und Be hier eine größere Bedeutung hat. Jedenfalls liegt hier das Verhältnis des Dimorphismus vor. Über die beiden isomorphen Reihen des Olivins und des Willemits haben wir zunächst folgende Übersicht:

Olivingruppe: rhombisch:	*a:b:c*	*Willemitgruppe:* hexagonal:	*a:c*
Monticellit: $MgCaSiO_4$;	0,4337:1:0,5757.	Phenakit: Be_2SiO_4;	1:0,6611.
Glaukochroit: $MnCaSiO_4$;	0,440:1:0,566.	Willemit: Zn_2SiO_4;	1:0,6695.
Forsterit: Mg_2SiO_4;	0,4666:1:0,5868.	Troostit: $(Zn, Mn)_2SiO_4$;	1:0,6739.
Olivin: $(Mg, Fe)_2SiO_4$;	0,4657:1:0,5865.	Dioptas: H_2CuSiO_4;	1:0,6601.
Hortonolith: $(Fe, Mg)_2SiO_4$;	0,466:1:0,580.	Trimerit: $MnBeSiO_4$; (pseudohexagonal-triklin).	1:0,7233.
Fayalit: Fe_2SiO_4;	0,4584:1:0,5793.		
Röpperit: $(Fe, Mn, Zn, Mg)_2SiO_4$;	0,466:1:0,586.		
Knebelit: $(Mn, Fe)_2SiO_4$;	0,467:1: ?		
Tephroit: Mn_2SiO_4;	0,4621:1:0,5914.		

Isomorphe Reihe des Olivins.

Monticellit. $MgCaSiO_4 = MgO \,.\, CaO \,.\, SiO_2$. Rhombisch (siehe oben). Farblose oder sehr licht gefärbte durchsichtige bis durchscheinende Kryställchen, olivinähnlich, zuweilen Zwillinge und Drillinge, in Kalkauswürflingen der Somma. Größere undurchsichtige grünliche Krystalle als Kontaktgebilde am Monzoni in Tirol, teilweise in Serpentin und in Fassait verwandelt. (G. von Rath, Ztschr. deutsch. geol. Ges. 1875, 379; Pogg. Ann. Bd. 135, 581.) Der damit identische blaugraue angewitterte derbe *Batrachit* liegt im Kalk eingewachsen in der Kontaktzone ebendort und ähnlich bei Magnet Cove, Arkansas.

Glaukochroit. $MnCaSiO_4$, bläulichgrün, auf den Manganerzlagerstätten zu Franklin, New-Jersey.

Forsterit. $Mg_2SiO_4 = 2MgO \,.\, SiO_2$ mit sehr wenig FeO. Rhombisch (siehe oben). Kleine, starkglänzende, durchsichtige farblose Kryställchen auf Sommaauswürflingen. Damit identisch ist der trübe graue *Boltonit* im körnigen Kalk von Bolton, Massachusetts; ähnlich bei Slatoust im Ural, sowie bei Schelingen im Kaiserstuhl und in Jnverness, Schottland. Bildet mit Spinell Pseudomorphosen nach Dipyr im Kontaktkalk am Lherzolith in den Pyrenäen. Bei Snarum im Kirchspiel Modum in Norwegen im Serpentin, der wahrscheinlich daraus entstanden ist. (Arzruni, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 25, 1895, pag. 471. Bauer, bei Olivin.)

Olivin (Peridot, Chrysolith).

$(Mg, Fe)_2 SiO_4 = 2(Mg, Fe)O \,.\, SiO_2$; 7—10 FeO, ca. 50MgO und 40SiO_2; häufig etwas NiO, selten eine kleine Menge CaO. Der eisenreiche O. mit 30 FeO und 32 MgO ist *Hyalosiderit* genannt worden. SiO_2 z. T. durch etwas (4—6%) TiO_2 ersetzt (*Titanolivin* Pfunders in Tirol, Zermatt in der Schweiz, lombard. und piemont. Alpen).

Nicht selten in gut ausgebildeten rhombischen, denen des Chrysoberylls sehr ähnlichen Krystallen (Fig. 541, 542): $n = \infty P$ (110); $n/n = 130^\circ 2'$; die vordere Kante meist, aber nicht immer, ziemlich stark abgestumpft durch die längsgestreifte Querfläche $M = \infty \bar{P} \infty$ (100); zuweilen noch $s = \infty \breve{P} 2$ (120) in der Prismenzone, die Kante n/T abstumpfend; die scharfe Kante n/n ist oft durch die meist nur schmale Längsfläche $T = \infty \breve{P} \infty$ abgestumpft. An den Enden trifft man häufig das

Findet sich als Zersetzungsprodukt mancher Silikate auf Klüften und Hohlräumen älterer, besonders basischer, krystallinischer Silikatgesteine an vielen Orten, meist nur in geringer Menge, oft mit Epidot, Datolith und Zeolithen zusammen, so im Diorit, Melaphyr, Gabbro, Diabas; weniger im Granit und in krystallinischen Schiefern (Amphibolit und Chloritschiefer); zuweilen mit Kupfer. Einige vielgenannte Fundorte sind: Weilburg und Dillenburg in Nassau, Friedensdorf in Hessen, sowie Kuchelbad bei Prag im Diabas; Oberstein a. d. Nahe und im Fassatal im Melaphyr, zuweilen mit ged. Kupfer; im Radautal bei Harzburg im Harz im Gabbro; bei Ratschinges in Tirol und Bourg d'Oisans im Dauphiné im Amphibolit; bei Barèges in den Pyrenäen (*Kupholith*); in Schottland; bei Ädelfors in Schweden (*Edelith*); am Kap der guten Hoffnung (Namaqualand); in dem Melaphyr der Kupferlagerstätten am Oberen See im Staat Michigan etc. Hier auch in kleinen rundlichen bläulichgrünen radialfasrigen Geröllen im Lake Superior, sog. *Chlorastrolith*. Dasselbe ist auch der grün gebänderte, radialfasrige *Zonochlorit*, dort in derselben Weise vorkommend.

Karpholith. $H_4MnAl_2Si_2O_{10}$; für MnO etwas FeO, für Al_2O_3 etwas Fe_2O_3. Fasrige und strahlige, büschelförmige, gelbe und grüne, seidenglänzende Aggregate. Bei Schlaggenwald in Böhmen auf der Zinnerzlagerstätte mit Flußspat und Quarz auf Drusen im Granit; im Quarz in den devonischen Schiefern von Wippra am Harz und ähnlich im Quarz in den Ardennen bei Meuville.

Lawsonit. $H_4CaAl_2Si_2O_{10}$. Chemisch analog dem Karpholith, aber rhombisch. Dicktafelförmige Krystalle in krystallinischen Schiefern in Kalifornien; im Diabas und Gabbro der Basilikata als Umwandlungsprodukt der basischen Plagioklase, und aufgewachsen auf Klüften; im Gabbro und Glaukophanschiefer in Korsika, Insel Giglio und Ligurien. Nach einer Richtung vollkommen spaltbar. H. = $8^1/_2$. G. = 3,09. Farblos ins Blaue; glasglänzend ins Fette. Leicht schmelzbar, hernach mit HCl leicht gelatinierend.

Isodimorphe Reihe des Olivins und Willemits.

Hierher gehört eine Anzahl mit Säuren gelatinierender Orthosilikate (Singulosilikate) zweiwertiger Metalle von der Formel $R^{II}_2SiO_4 = 2RO \cdot SiO_2$, die in zwei verschiedenen Formenreihen krystallisieren. Rhombisch bilden sie, bald isoliert für sich, bald in vielfacher Mischung, die isomorphe Gruppe des Olivins; hexagonal und zwar meist rhomboedrisch-tetartoedrisch, resp. pseudohexagonal-triklin die isomorphe Gruppe des Willemits. In der Olivinreihe finden wir die Metalle Mg und Fe, daneben Mn und Zn und sehr zurücktretend Ca; in der Willemitreihe Be, Zn, Mn, Mg und (H_2Cu). Dieselben Verbindungen kehren also in beiden Reihen vielfach wieder, doch fehlt u. a. in der Olivinreihe Be und (H_2Cu), und Zn spielt eine untergeordnete Rolle, während in der Willemitreihe das bei den Olivinen besonders wichtige Mg stark zurücktritt, wogegen Zn und Be hier eine größere Bedeutung hat. Jedenfalls liegt hier das Verhältnis des Dimorphismus vor. Über die beiden isomorphen Reihen des Olivins und des Willemits haben wir zunächst folgende Übersicht:

Olivingruppe:		*Willemitgruppe:*	
rhombisch:	$a:b:c$	hexagonal:	$a:c$
Monticellit: $MgCaSiO_4$;	0,4337:1:0,5757.	Phenakit: Be_2SiO_4;	1:0,6611.
Glaukochroit: $MnCaSiO_4$;	0,440:1:0,566.	Willemit: Zn_2SiO_4;	1:0,6695.
Forsterit: Mg_2SiO_4;	0,4666:1:0,5868.	Troostit: $(Zn, Mn)_2SiO_4$;	1:0,6739.
Olivin: $(Mg, Fe)_2SiO_4$;	0,4657:1:0,5865.	Dioptas: H_2CuSiO_4;	1:0,6601.
Hortonolith: $(Fe, Mg)_2SiO_4$;	0,466:1:0,580.	Trimerit: $MnBeSiO_4$; (pseudohexagonal-triklin).	1:0,7233.
Fayalit: Fe_2SiO_4;	0,4584:1:0,5793.		
Röpperit: $(Fe, Mn, Zn, Mg)_2SiO_4$;	0,466:1:0,586.		
Knebelit: $(Mn, Fe)_2SiO_4$;	0,467:1: ?		
Tephroit: Mn_2SiO_4;	0,4621:1:0,5914.		

Isomorphe Reihe des Olivins.

Monticellit. $MgCaSiO_4 = MgO . CaO . SiO_2$. Rhombisch (siehe oben). Farblose oder sehr licht gefärbte durchsichtige bis durchscheinende Kryställchen, olivinähnlich, zuweilen Zwillinge und Drillinge, in Kalkauswürflingen der Somma. Größere undurchsichtige grünliche Krystalle als Kontaktgebilde am Monzoni in Tirol, teilweise in Serpentin und in Fassait verwandelt. (G. von Rath, Ztschr. deutsch. geol. Ges. 1875, 379; Pogg. Ann. Bd. 135, 581.) Der damit identische blaugraue angewitterte derbe *Batrachit* liegt im Kalk eingewachsen in der Kontaktzone ebendort und ähnlich bei Magnet Cove, Arkansas.

Glaukochroit. $MnCaSiO_4$, bläulichgrün, auf den Manganerzlagerstätten zu Franklin, New-Jersey.

Forsterit. $Mg_2SiO_4 = 2MgO . SiO_2$ mit sehr wenig FeO. Rhombisch (siehe oben). Kleine, starkglänzende, durchsichtige farblose Kryställchen auf Sommaauswürflingen. Damit identisch ist der trübe graue *Boltonit* im körnigen Kalk von Bolton, Massachusetts; ähnlich bei Slatoust im Ural, sowie bei Schelingen im Kaiserstuhl und in Jnverness, Schottland. Bildet mit Spinell Pseudomorphosen nach Dipyr im Kontaktkalk am Lherzolith in den Pyrenäen. Bei Snarum im Kirchspiel Modum in Norwegen im Serpentin, der wahrscheinlich daraus entstanden ist. (Arzruni, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 25, 1895, pag. 471. Bauer, bei Olivin.)

Olivin (Peridot, Chrysolith).

$(Mg, Fe)_2 SiO_4 = 2(Mg, Fe)O . SiO_2$; 7—10 FeO, ca. 50MgO und 40SiO_2; häufig etwas NiO, selten eine kleine Menge CaO. Der eisenreiche O. mit 30 FeO und 32 MgO ist *Hyalosiderit* genannt worden. SiO_2 z. T. durch etwas (4—6%) TiO_2 ersetzt (*Titanolivin* Pfunders in Tirol, Zermatt in der Schweiz, lombard. und piemont. Alpen).

Nicht selten in gut ausgebildeten rhombischen, denen des Chrysoberylls sehr ähnlichen Krystallen (Fig. 541, 542): $n = \infty P$ (110); $n/n =$ 130° 2′; die vordere Kante meist, aber nicht immer, ziemlich stark abgestumpft durch die längsgestreifte Querfläche $M = \infty \bar{P}\infty$ (100); zuweilen noch $s = \infty \breve{P}2$ (120) in der Prismenzone, die Kante n/T abstumpfend; die scharfe Kante n/n ist oft durch die meist nur schmale Längsfläche $T = \infty \breve{P}\infty$ abgestumpft. An den Enden trifft man häufig das

Oktaeder: $e = P$ (111), dessen Flächen aber meist klein sind, nebst dem Makrodoma: $d = \bar{P}\infty$ (101), das die vorderen E. K. von e abstumpft, und das Brachydoma: $k = 2\breve{P}\infty$ (021); $d/d = 76^\circ\ 54'$ (oben) und $k/k = 80^\circ\ 53'$ (oben) (Fig. 541, 542.) Über k zuweilen das weniger steile Brachydoma $h = \breve{P}\infty$ (011); $h/h = 119^\circ\ 13'$ oben. Zwillinge nach h selten; finden sich bei Snarum in Norwegen und besonders an manchen mikroskopischen basaltischen etc. Olivinen (Kalkowsky, Ztschr. f. Kryst. X. 17; vergl. G. vom Rath bei Monticellit). Blätterbrüche nach T meist deutlich, Bruch muschlig, spröde. H. = 6½—7. G. mit dem FeO-Gehalt wachsend = 3,3 bis 3,5. Glasglänzend, durchsichtig bis durchscheinend; grün, durch beginnende Verwitterung gelb, braun und rot. Opt. A. E. ab, + M. L. a. $2V = 87^\circ\ 40'$; $\beta = 1{,}678$ (r.). $\rho < v$. Starke Doppelbrechung. Die optischen Eigenschaften sind mit dem FeO-Gehalt etwas veränderlich. V. d. L. sind nur die sehr eisenreichen, und zwar schwer schmelzbar, die anderen nicht; mit HCl gelatinierend.

Fig. 541. Fig. 542.

Gute Krystalle kommen lose aus dem „Orient“ (Oberägypten?) und aus Brasilien, hier auch in abgerollten durchsichtigen Stücken, welche als Edelsteine verschliffen werden (*Chrysolith*); die runden Körner im Meteoreisen von Krasnojarsk in Sibirien (Pallaseisen) haben einzelne kleine Krystallflächen. Sehr große Krystalle im Kalkspat von Achmatowsk im Ural, etwas kleinere im Talkschiefer vom Itkul-Berge im Ural bei Syssersk. Kleine, oft lebhaft glänzende Kryställchen in manchen Basalten (z. B. im Habichtswald) und in vulkanischen Tuffen und Aschen (z. B. am Vesuv, am Forstberg und bei Mayen im Laacher See-Gebiet); in den Somma-Auswürflingen am Vesuv und in den Auswürflingen des Albaner Gebirges.

Sehr verbreitet ist der Olivin als wesentlicher oder accessorischer Gemengteil vieler Gesteine. Er findet sich vor allem in basischen Eruptivgesteinen und zwar besonders in älteren, in gewissen Gabbros und Diabasen, die danach als Olivingabbro und -Diabas unterschieden werden. Er verdrängt in ihnen zuweilen die übrigen Gemengteile fast ganz; ein Diabas dieser Art ist der im rheinischen Schiefergebirge und sonst verbreitete Paläopikrit. Beinahe für sich allein bildet der O. die Peridotite, die nach accessorischen Beimengungen besonders benannt werden, so den Lherzolith, z. B. vom See Lherz in den Pyrenäen, den Dunit, z. B. von den Dun Mountains in Neuseeland etc. In geringer Menge auch in dem Melaphyr, Kersantit, der Minette etc. Ferner trifft man ihn in jüngeren basischen Eruptivgesteinen, vorzugsweise in Basalten und Verwandten, in denen und deren Tuffen er selten fehlt. Er bildet hier zuweilen Krystalle, meist

aber unregelmäßige Körner, gewöhnlich nur mikroskopisch klein, aber auch größer, so z. B. am Berge Kosakow im nördlichen Böhmen. Nicht selten sind in diesen Gesteinen Olivinkörner mit Bronzit und Chromdiopsid zu größeren Aggregaten vereinigt (Olivinknollen), z. B. im Basalt vom Stempel bei Marburg. Ganz gleiche Aggregate als vulkanische Auswürflinge z. B. am Dreiser Weiher in der Eifel, bei Kapfenstein in Steiermark etc. (Olivinbomben). In krystallinischen Schiefern fehlt der Olivin gleichfalls nicht und ist in ihnen zuweilen auch zu größeren Massen angehäuft, so am Berg Itkul (siehe oben, sog. *Glinkit*), im Glimmerschiefer zu Birkedal bei Stat in Norwegen, wo er faustgroße Knollen bildet etc. Verbreitet auf schwedischen im Kalkstein liegenden Magneteisenerzlagerstätten, besonders in Wermland (Longban, Pajsberg, Norberg etc.). Das Vorkommen im Meteoreisen ist schon erwähnt; der Olivin findet sich aber auch in Meteorsteinen und setzt einzelne fast für sich allein zusammen (z. B. den von Chassigny). Bildet sich in manchen Schlacken, in diesen u. a. auch ein Kalkeisenolivin $(Ca, Fe)_2SiO_4$, wie er von natürlicher Entstehung bis jetzt noch nicht bekannt geworden ist.

Der O. verwittert außerordentlich leicht und geht dabei in Serpentin, zuweilen auch in Talk etc., kurz in Al_2O_3-freie Magnesiasilikate über. Der meiste Serpentin ist umgewandelter O., resp. Olivinfels. Pseudomorphosen von S. nach O. sind nicht selten, am bekanntesten sind diejenigen von Rympfischwäng am Findelengletscher bei Zermatt und besonders von Snarum bei Modum in Norwegen (vielleicht handelt es sich hier um Forsterit, pag. 687), z. T. große Krystalle, in deren Innerem, wie in dem vieler anderen Serpentine noch unzersetzte O.-Körner sich finden. Ein in der Verwitterung zu Serpentin begriffener etwas H_2O enthaltender Olivin aus dem Dolomit von Traversella in Piemont von der Zusammensetzung $2Mg_2SiO_4 \cdot H_2O$ ist *Villarsit* genannt worden; die geringe Wasseraufnahme hat die optischen Eigenschaften des Olivins schon wesentlich geändert. Der Olivin mancher Gesteine geht in ein filziges Gewebe von Strahlstein- und Anthophyllitnädelchen über (*Pilit*).

(Tschermak, Sitzgsber. Wien. Akad. Bd. 56; N. v. Kokscharow, Materialien, Bd. 5; G. Rose, Sitzgsber. Berlin. Akad. 1884; Fr. Sandberger, N. Jahrb. f. Min. etc. 1866, 1867; Bauer, ibid. 1887, I, 1; Thadeeff, Ztschr. f. Kryst. Bd. 26, 1896, pag. 28; Penfield, ibid. pag. 143.)

Hyalosiderit. $(Mg, Fe)_2SiO_4$, 30% FeO und 32% MgO. Ist ein sehr eisenreicher Olivin, der sich in kleinen dunkelbraunen an der Oberfläche gelb metallischglänzenden Kryställchen von der Form Fig. 541 im Limburgit von Sasbach am Kaiserstuhl findet. Olivin von ähnlicher Zusammensetzung auch sonst in Basalten z. B. bei Londorf in Hessen. Der MgO-Gehalt herrscht hier noch vor. Umgekehrt ist es beim

Hortonolith. $(Fe, Mg)_2SiO_4$ mit 44 FeO und 17 MgO daneben 4 MnO.

Gelblichgrau bis bräunlichschwarz, von Monroe in New-York mit Magneteisen und Kalkspat in olivinähnlichen Krystallen.

Fayalit. **Das reine** FeO**-Silikat:** $Fe_2SiO_4 = 2FeO . SiO_2$ **mit 70,6** FeO**; meist etwas** MnO **und** MgO**. G. = 4—4,35. H. = 6½. Kleine durchsichtige gelbe, durch Verwitterung dunkel bis schwarz, undurchsichtig und metallglänzend werdende Kryställchen, von der Form des Olivins, aufgewachsen auf Hohlräumen im Obsidian vom Yellowstone-Park in Nordamerika und von Lipari, sowie im Andesit von Santorin, ferner in kleinen derben, grünlichschwarzen Massen im Granit der Mourne Mountains in Irland und von Rockport, Mass. Leicht zu magnetischer Perle schmelzbar. Gesteinsbildend in den krystallinischen Schiefern von Colobrières in den Pyrenäen. Bildet sich in deutlichen Krystallen in der Eisenfrischschlacke; eine solche ist wohl auch der F., der in Blöcken am Strande der Azoreninsel Fayal liegt und als Ballast dahin gekommen ist. Ein F., der zarte braune, wollenartig ineinander geschlungene Fasern auf Hohlräumen von Laven des Vesuv, der phlegräischen Felder bei Neapel und vom Capo di Bove bei Rom bildet, ist** *Breislakit* **genannt worden; der Br. wird aber auch zum Lievrit gestellt. (Penfield, American Journ. Bd. 30, 1885, pag. 58 und Bd. 40, 1890, pag. 75.)**

Eulysit, **braun, mit Augit und Granat im Gneiß von Tunaberg in Schweden, enthält neben 53—56** FeO **ca. 3%** MgO **und 8—9%** MnO**.**

Röpperit. **Zinkhaltig (10%** ZnO**).** $(Fe, Mn, Zn, Mg)_2SiO_4$**. Große, nach der Längsfläche dick taflige, dunkelgrüne bis schwarze, außen meist verwitterte Krystalle aus den Zinkerzlagerstätten von Sterling Hill (New-Jersey) (*Stirlingit*).**

Knebelit. $(Mn, Fe)_2SiO_4$**;** Mn **und** Fe **ziemlich zu gleichen Teilen. Derbe blättrige Massen. Deutlich außer nach der Längsfläche auch nach dem Prisma** ∞P **(110) von 129° 54′ spaltbar. Grau, auch ins Braun, Rot und Schwarz. Schwach glänzend und kaum durchscheinend, von Ilmenau. Kuglige und nierenförmige lamellare oder breitstenglige Aggregate auf den Magneteisensteinlagern von Dannemora und Vester-Silfberget in Dalekarlien, Schweden. Hier auch der grauschwarze, gelb durchscheinende, fettigglänzende, eisenreichere** *Eisenknebelit* **(Igelströmit).**

Tephroit. $Mn_2SiO_4 = 2MnO . SiO_2$ **mit 70,25** MnO**, aber auch wenig** MgO **und** FeO**.** MgO**-reicherer T. ist** *Pikrotephroit* **genannt worden. Meist derb und nicht spaltbar. Grau, braun und rot; braun und schwarz anlaufend. Durchscheinend, glas- bis fettglänzend. H. = 5½—6. G. = 3,95—4,12. Schwer schmelzbar; von** HCl **zersetzt. Zinkerzlagerstätten von Franklin und Sparta in New-Jersey,** ZnO**-haltig, wohl durch eingeschlossenes Rotzinkerz; mit den Manganerzen in Wermland (Longban, Pajsberg etc.), am letzteren Orte in Krystallen und** ZnO**-frei. Ein durch Zersetzung wasserhaltiger T. von dort ist der hellrote** *Hydrotephroit*.

An den Olivin schließt sich an die:

Humitgruppe.

Es sind fluorhaltige, durch Säuren zersetzbare Magnesiasilikate, die man, wie den Olivin, als Orthosilikate auffassen kann, wenn man ein Atom Mg **ersetzt denkt durch zwei einwertige Gruppen (**MgF**), in denen vielfach** F **zum meist kleineren Teil, sehr selten vollständig, durch (**OH**) vertreten wird. Dies führt auf die Formel:** $Mg[Mg(F, OH)]_2[SiO_4]$**, die dem ersten Glied der Humitreihe, dem Prolektit zukommt. Bei den anderen Gliedern ist immer noch ein Olivinmolekül,** Mg_2SiO_4 **dazu addiert. Dieses chemische Verhalten spricht sich auch in eigentümlicher Weise bei der Krystallform aus, die bei den meisten hierher gehörigen Mineralien monoklin mit einem von 90° nicht merklich verschiedenen Winkel** β**, in einem Fall, beim eigent-**

lichen Humit rhombisch ist. Bei dem genannten Prolektit ist das Achsenverhältnis: $a:b:c = 1{,}0803:1:1{,}8862$, was man auch schreiben kann: $= 1{,}0803:1:3 . 0{,}6287$. Bei den folgenden an Mg_2SiO_4 stetig reicher werdenden Gliedern der Reihe bleibt $a:b$ fast genau wie dort, aber c wird immer größer und zwar sind die Werte von c Multipla einer von 0,6287 wenig verschiedenen Grundzahl mit den Faktoren 5, 7 und 9, die der Anzahl der in den Verbindungen enthaltenen Mg-Atomen gleich sind. Dies gilt auch für den Faktor 3 beim Prolektit. Danach haben wir folgende Übersicht (in der der $\measuredangle \beta = 90^0$ nicht jedesmal besonders vermerkt ist):

		$a:b:c$
Prolektit: $Mg[Mg(F, OH)]_2[SiO_4]$.	Monoklin:	1,0803 : 1 : 3 . 0,6287.
Chondrodit: $Mg_3[Mg(F, OH)]_2[SiO_4]_2$.	„	1,0863 : 1 : 5 . 0,6289.
Humit: $Mg_5[Mg(F, OH)]_2[SiO_4]_3$.	Rhombisch:	1,0802 : 1 : 7 . 0,6291.
Leukophönicit: $Mn_5[Mn(OH)]_2[SiO_4]_3$.		
Klinohumit: $Mg_7[Mg(F, OH)]_2[SiO_4]_4$.	Monoklin:	1,0803 : 1 : 9 . 0,6288.

Auch hier ist wie beim Olivin fast stets ein Teil des Mg durch Fe, beim Leukophönicit alles Mg durch Mn und etwas Zn isomorph vertreten.

Prolektit. Als große Seltenheit auf der Ko-Grube in Nordmarken in Schweden. Die Zusammensetzung ist noch nicht sicher bestimmt.

Chondrodit. Gelb bis rötlich und bräunlich, auch grün, grau und schwarz. Nach $0P$ (001) deutlich spaltbar; muschliger Bruch. H. = 6—6½. G. = 3,12—3,24. Glas- bis fettglänzend, durchsichtig bis undurchsichtig. Unschmelzbar; von HCl zersetzt. Er ist das häufigste Glied der Humitgruppe. Krystalle in den Sommaauswürflingen, selten (2. Humittypus), dunkelbraunrot im Bleiglanz der Grube Kafveltorp bei Nyakopparberg in Schweden; auf der Tilly-Foster-Mine bei Brewster in New-York mit Magneteisen. Besonders verbreitet in Form gelber bis brauner unregelmäßiger Körner im körnigen Kalk und Dolomit: Pargas in Finnland, Åker und Gulsjö in Schweden, Sparta in New-Jersey, Monroe in New-York, im Rubin führenden Kalk in Birma und an zahlreichen anderen Orten. Verwittert zuweilen zu Serpentin. Der Ch. von Kafveltorp enthält: 33,33 SiO_2; 54,30 MgO; 6,62 FeO; 6,60 F und 1,67 H_2O.

Humit. Gelb ins Rötliche und Bräunliche. Glasglänzend; durchsichtig bis durchscheinend. Ist nach dem Prolektit am seltensten. Sehr flächenreiche Krystalle, vielfach Zwillinge, in den Sommaauswürflingen (1. Humittypus); Körner im Kalk von Llanos de Juanar im Rondagebirge in Andalusien. Ein brauner, monokliner H. im Serpentin des Allalingebirges bei Zermatt von der obigen Zusammensetzung hat kein F, nur (OH). Der hellrote *Leukophönicit* von Franklin, New-Jersey, ist ein Manganhumit, ebenfalls F-frei, mit 60 MnO und 4 ZnO. G. und H. wie beim Chondrodit.

Klinohumit. Häufigster Humittypus in den Sommaauswürflingen (sog. 3. Humittypus), auch in der Tilly-Foster-Mine in New-York. Krystalle vielfach ebenfalls sehr flächenreich und zwillingsverwachsen. Äußerlich wie Humit.

(G. vom Rath, Pogg. Ann. Erg.-Bd. IV, pag. 321, Bd. 138, pag. 515, 144, pag. 563 und 147, pag. 246; E. S. Dana, Transact. of the Conn. Acad. Bd. III und Am. Journ. Bd. 9, 1876; C. Klein, N. Jahrb. f. Min. 1876; H. Sjögren, Ztschr. f. Kryst. VII, 1883, pag. 113 und 344; Penfield und Howe, ibid. XXIII, 1894, pag. 94.)

Isomorphe Reihe des Willemits.

Die Übersicht über die chemische Zusammensetzung und die Krystallform der Glieder dieser Gruppe siehe oben pag. 687.

Trimerit. $MnBeSiO_4 = MnO . BeO . SiO_2$; statt MnO etwas CaO. Trikline Drillinge mit hexagonalem Habitus; meist dick taflige Formen. Lachsfarbig und starkglänzend. Harstigsgrube in Wermland, Schweden, selten.

Phenakit.

$Be_2SiO_4 = 2BeO . SiO_2$. Rhomboedrisch-tetartoedrisch. Am Hauptrhomboeder R $(10\bar{1}1)$ ist $R/R = 116^\circ\ 36'$ (E. K.), daneben häufig beide Prismen ∞R $(10\bar{1}0)$ und $\infty P2$ $(11\bar{2}0)$, entweder jedes für sich oder beide kombiniert; das Dihexaeder 2. Stellung $\frac{2}{3}P2$ $(11\bar{2}3)$ schärft manchmal die Endkanten von R zu, und dazu kommen Rhomboeder 3. Stellung, zuweilen nur untergeordnet, zuweilen in der Endbegrenzung herrschend. Die Krystalle bilden entweder kurze dicke Prismen oder niedere linsenförmige Gestalten, bei denen die tetartoedrische Ausbildung mehr oder weniger deutlich hervortritt, oft sogar ganz fehlt. Nicht selten, auch im Aussehen, sehr quarzähnlich. Häufig Zwillinge mit parallelen Achsen: die Individuen sind ganz durcheinander gewachsen, so daß an den Grenzen die Rhomboederflächen einspringende Winkel machen, welche von den Endecken aus verlaufen. Bruch muschlig. H. $= 7\frac{1}{2}$—8. G. $= 2{,}96$—$3{,}00$. Stark glasglänzend ins Diamantartige; weiß bis braun, durchsichtig bis durchscheinend. Gelb auf den Eisensteinlagerstätten bei Framont in den Vogesen (Elsaß) und ähnlich am Cerro del Mercado bei Durango in Mexiko. Weiß an der Tokowoja im Ural im Glimmerschiefer mit Smaragd etc.; bei Miask im Ilmengebirge auf Granitgängen mit Amazonenstein und Topas; ähnlich am Mt. Antero, sowie am Topaze Butte bei Florissant und am Pikes Peak in Colorado. Neuerdings auch bei Striegau in Schlesien und in der Schweiz gefunden; besonders große prismatische Krystalle mit Quarz und Albit bei Kragerö in Norwegen. Wird zuweilen als Edelstein verschliffen.

(v. Kokscharow, Materialien etc. II; Websky, Sitzgsber. Berl. Ak. 1881, Nov.; Seligmann, N. Jahrb. f. Min. 1880, I, 29; Penfield, Am. Journ. 68, 33, 1887, pag. 130.)

Willemit.

$Zn_2SiO_4 = 2ZnO . SiO_2$. 73,08 ZnO. Kleine, dünne, hexagonale Prismen mit Rhomboeder R; $R/R = 116^\circ\ 1'$. Keine tetartoedrische Formen beobachtet; selten Zwillinge. Gelb, braun, grün, selten schwarz, auch blau (Grönland). G. $= 4{,}02$—$4{,}18$. H. $= 5\frac{1}{2}$. Mit anderen Zn-Erzen, namentlich bei Altenberg unweit Aachen. Ein W. mit $6\frac{1}{2}$ FeO und MnO ist der *Troostit*, der sich in großen, schwarzen, auch weißen, gelben, grünen und braunen fettglänzenden, rundkantigen Prismen im Kalkspat von Sterling und Franklin in New-Jersey findet und zwar massenhaft mit Willemit und Rotzinkerz zusammen, so daß sie als Zinkerze verwendet werden.

Dioptas (Achirit, Kupfersmaragd).

$H_2CuSiO_4 = H_2O . CuO . SiO_2$ von der Form Fig. 196. Ein Rhomboeder $r = \frac{8}{5}R$ $(80\bar{8}5)$, $r/r = 95^\circ\ 28'$ (E. K.) und das zweite Prisma $m = \infty P2$ $(11\bar{2}0)$ herrschen vor; die Flächen von r sind in der Richtung einer Kante r/m einseitig gestreift. Je eine solche Kante, abwechselnd oben und unten, ist zuweilen abgestumpft durch die Flächen s eines Rhomboeders der 3. Stellung. Ein deutlicher Bl. Br. stumpft die E. K. von r gerade ab. H. $= 5$. G. $= 3{,}27$—$3{,}35$. Schön smaragdgrün. Glasglanz, in der Richtung des Bl. Br. an der E. K. von r Perlmutterglanz. Beim Glühen erst geht H_2O weg und die Substanz wird braun (275); mit HCl gelatinierend. Hauptfundort am Berge Altyn-Tübe am Altai im Kalk; in einigen uralischen Goldseifen; im französischen Kongo-Gebiet; an einigen Stellen der südamerikanischen Kordilleren mit Kupfererzen. Wird zuweilen als Edelstein benützt (Kupfersmaragd).

(Websky, Pogg. Ann. Bd. 69; v. Kokscharow, Materialien Bd. VI; Credner, N. Jahrb. f. Min. etc. 1839, pag. 404; Bauer, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 32.)

Kieselkupfer (Kieselmalachit, Chrysokolla, Kupfergrün, Kupferblau) ist ein amorphes wasserhaltiges Kupfersilikat mit ca. 45 % SiO_2, blau oder grün und von verschiedener Beschaffenheit, Härte etc., die blauen etwas CO_2 enthaltend. Man hat es hier wahrscheinlich mit einem durch Verwitterung von Kupfererzen und anderen Mineralien gebildeten Gemenge mehrerer Substanzen zu tun, in welchem auch schon Dioptaskryställchen mikroskopisch nachgewiesen worden sind. Das Mineral kommt hauptsächlich auf Kupfererzlagerstätten vor, im Erzgebirge, Harz, bei Kamsdorf in Thüringen, im Banat, in Cornwall, Chile, im Ural etc. Hier, bei Nischne-Tagilsk, findet sich auch der himmelblaue weiche *Demidowit*, mit einem kleinen Phosphorsäuregehalt, als dünne Kruste auf dem Malachit, wahrscheinlich ein Gemenge von Kieselkupfer und Kupferphosphat. Blau ist auch der spröde *Asperolith* von Nischne-Tagilsk und der Al_2O_3-haltige *Pilarit* von Chile.

Dem Dioptas analog zusammengesetzte Mangansilikate sind:

Bementit. $H_2MnSiO_4 = H_2O \, . \, MnO \, . \, SiO_2$. Graugelbe, blättrigfasrige sternförmige Aggregate opt. einachsiger Plättchen, also vielleicht gleichfalls hexagonal und mit Dioptas isomorph. Als Verwitterungsprodukt des Tephroit auf den Manganerzlagerstätten von Franklin, New-Jersey, im Kalkspat.

Inesit. Gleichfalls H_2MnSiO_4 mit etwas CaO. Triklin; meist radialstrahlige und fasrige Aggregate. Zwei deutliche Blätterbrüche machen $82^1/_2{}^0$. Fleischrot, kantendurchscheinend. G. = 3,03. H. = 6—7. Von HCl leicht zersetzt. Auf einer Manganerzlagerstätte bei Nanzenbach im Dillenburgischen, ebenso bei Jakobsberg und Pajsberg in Wermland (*Rhodotilit*). Neuerdings von Villa Corona, Durango, Mexiko.

Als Be-Silikate schließen sich an den Phenakit an die beiden folgenden regulären und zwar der tetraedrischen Klasse angehörigen Mineralien. Sie bilden die

Isomorphe Reihe des Helvin.

Helvin: $3(Mn,Be,Fe)_2SiO_4 \, . \, (Mn,Be,Fe)S$; *Danalith*: $3(Fe,Zn,Be)SiO_4 \, . \, (Fe,Zn,Be)S$, beide neben einem Silikat von der Formel des Phenakits oder Willemits noch eine Schwefelverbindung enthaltend.

Helvin. Kleine gelbe, braune oder grüne, etwas fettigglänzende, durchscheinende Tetraeder. G. = 3,1—3,3. H. = $6—6^1/_2$. Von HCl unter Entwicklung von H_2S zersetzt. Auf den granatführenden Kies- und Blendelagern von Breitenbrunn und Schwarzenberg in Sachsen; auf den Erzgängen von Kapnik in Siebenbürgen; auf den Augitsyenitgängen von Brevik und Modum im südl. Norwegen etc. Im Schriftgranit von Miask im Ilmengebirge (Ural) große kuglige Aggregate.

An der Mündung der Achtaragda in den Wilui in der Nähe des Baikalsees sind bis 2 cm große Pseudomorphosen von der Form des Pyramidentetraeders $\frac{2O2}{2}$ (211) gefunden und *Achtaragdit* genannt worden. Sie bestehen aus einem Gemenge von Quarz- und Grossularkörnern mit einigen anderen Substanzen. Man hat sie auf Helvin, aber auch auf andere Mineralien bezogen, z. B. auf Boracit (pag. 575).

Danalith. Die seltenen oktaedrischen und dodekaedrischen Krystalle zeigen keine Hemiedrie. G. = 3,427. H. = $5^1/_2—6$. Bildet meist fleischrote bis graue, fettigglänzende, derbe, oktaedrisch spaltbare Massen im Granit von Rockport und Gloucester, Mass. und auf der Magneteisenlagerstätte von Barlett in New-Hampshire. Ebenfalls von HCl unter H_2S-Entwicklung zersetzt.

Findet sich als Zersetzungsprodukt mancher Silikate auf Klüften und Hohlräumen älterer, besonders basischer, krystallinischer Silikatgesteine an vielen Orten, meist nur in geringer Menge, oft mit Epidot, Datolith und Zeolithen zusammen, so im Diorit, Melaphyr, Gabbro, Diabas; weniger im Granit und in krystallinischen Schiefern (Amphibolit und Chloritschiefer); zuweilen mit Kupfer. Einige vielgenannte Fundorte sind: Weilburg und Dillenburg in Nassau, Friedensdorf in Hessen, sowie Kuchelbad bei Prag im Diabas; Oberstein a. d. Nahe und im Fassatal im Melaphyr, zuweilen mit ged. Kupfer; im Radautal bei Harzburg im Harz im Gabbro; bei Ratschinges in Tirol und Bourg d'Oisans im Dauphiné im Amphibolit; bei Barèges in den Pyrenäen (*Kupholith*); in Schottland; bei Ädelfors in Schweden (*Edelith*); am Kap der guten Hoffnung (Namaqualand); in dem Melaphyr der Kupferlagerstätten am Oberen See im Staat Michigan etc. Hier auch in kleinen rundlichen bläulichgrünen radialfasrigen Geröllen im Lake Superior, sog. *Chlorastrolith*. Dasselbe ist auch der grün gebänderte, radialfasrige *Zonochlorit*, dort in derselben Weise vorkommend.

Karpholith. $H_4MnAl_2Si_2O_{10}$; für MnO etwas FeO, für Al_2O_3 etwas Fe_2O_3. Fasrige und strahlige, büschelförmige, gelbe und grüne, seidenglänzende Aggregate. Bei Schlaggenwald in Böhmen auf der Zinnerzlagerstätte mit Flußspat und Quarz auf Drusen im Granit; im Quarz in den devonischen Schiefern von Wippra am Harz und ähnlich im Quarz in den Ardennen bei Meuville.

Lawsonit. $H_4CaAl_2Si_2O_{10}$. Chemisch analog dem Karpholith, aber rhombisch. Dicktafelförmige Krystalle in krystallinischen Schiefern in Kalifornien; im Diabas und Gabbro der Basilikata als Umwandlungsprodukt der basischen Plagioklase, und aufgewachsen auf Klüften; im Gabbro und Glaukophanschiefer in Korsika, Insel Giglio und Ligurien. Nach einer Richtung vollkommen spaltbar. H. $= 8^1/_2$. G. $= 3{,}09$. Farblos ins Blaue; glasglänzend ins Fette. Leicht schmelzbar, hernach mit HCl leicht gelatinierend.

Isodimorphe Reihe des Olivins und Willemits.

Hierher gehört eine Anzahl mit Säuren gelatinierender Orthosilikate (Singulosilikate) zweiwertiger Metalle von der Formel $R^{II}_2SiO_4 = 2RO \,.\, SiO_2$, die in zwei verschiedenen Formenreihen krystallisieren. Rhombisch bilden sie, bald isoliert für sich, bald in vielfacher Mischung, die isomorphe Gruppe des Olivins; hexagonal und zwar meist rhomboedrisch-tetartoedrisch, resp. pseudohexagonal-triklin die isomorphe Gruppe des Willemits. In der Olivinreihe finden wir die Metalle Mg und Fe, daneben Mn und Zn und sehr zurücktretend Ca; in der Willemitreihe Be, Zn, Mn, Mg und (H_2Cu). Dieselben Verbindungen kehren also in beiden Reihen vielfach wieder, doch fehlt u. a. in der Olivinreihe Be und (H_2Cu), und Zn spielt eine untergeordnete Rolle, während in der Willemitreihe das bei den Olivinen besonders wichtige Mg stark zurücktritt, wogegen Zn und Be hier eine größere Bedeutung hat. Jedenfalls liegt hier das Verhältnis des Dimorphismus vor. Über die beiden isomorphen Reihen des Olivins und des Willemits haben wir zunächst folgende Übersicht:

Olivingruppe: rhombisch:	$a:b:c$
Monticellit: $MgCaSiO_4$;	0,4337:1:0,5757.
Glaukochroit: $MnCaSiO_4$;	0,440:1:0,566.
Forsterit: Mg_2SiO_4;	0,4666:1:0,5868.
Olivin: $(Mg, Fe)_2 SiO_4$;	0,4657:1:0,5865.
Hortonolith: $(Fe, Mg)_2 SiO_4$;	0,466:1:0,580.
Fayalit: Fe_2SiO_4;	0,4584:1:0,5793.
Röpperit: $(Fe, Mn, Zn, Mg)_2 SiO_4$;	0,466:1:0,586.
Knebelit: $(Mn, Fe)_2SiO_4$;	0,467:1: ?
Tephroit: Mn_2SiO_4;	0,4621:1:0,5914.

Willemitgruppe: hexagonal:	$a:c$
Phenakit: Be_2SiO_4;	1:0,6611.
Willemit: Zn_2SiO_4;	1:0,6695.
Troostit: $(Zn, Mn)_2SiO_4$;	1:0,6739.
Dioptas: H_2CuSiO_4;	1:0,6601.
Trimerit: $MnBeSiO_4$; (pseudohexagonal-triklin).	1:0,7233.

Isomorphe Reihe des Olivins.

Monticellit. $MgCaSiO_4 = MgO . CaO . SiO_2$. Rhombisch (siehe oben). Farblose oder sehr licht gefärbte durchsichtige bis durchscheinende Kryställchen, olivinähnlich, zuweilen Zwillinge und Drillinge, in Kalkauswürflingen der Somma. Größere undurchsichtige grünliche Krystalle als Kontaktgebilde am Monzoni in Tirol, teilweise in Serpentin und in Fassait verwandelt. (G. von Rath, Ztschr. deutsch. geol. Ges. 1875, 379; Pogg. Ann. Bd. 135, 581.) Der damit identische blaugraue angewitterte derbe *Batrachit* liegt im Kalk eingewachsen in der Kontaktzone ebendort und ähnlich bei Magnet Cove, Arkansas.

Glaukochroit. $MnCaSiO_4$, bläulichgrün, auf den Manganerzlagerstätten zu Franklin, New-Jersey.

Forsterit. $Mg_2SiO_4 = 2MgO . SiO_2$ mit sehr wenig FeO. Rhombisch (siehe oben). Kleine, starkglänzende, durchsichtige farblose Kryställchen auf Sommaauswürflingen. Damit identisch ist der trübe graue *Boltonit* im körnigen Kalk von Bolton, Massachusetts; ähnlich bei Slatoust im Ural, sowie bei Schelingen im Kaiserstuhl und in Jnverness, Schottland. Bildet mit Spinell Pseudomorphosen nach Dipyr im Kontaktkalk am Lherzolith in den Pyrenäen. Bei Snarum im Kirchspiel Modum in Norwegen im Serpentin, der wahrscheinlich daraus entstanden ist. (Arzruni, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 25, 1895, pag. 471. Bauer, bei Olivin.)

Olivin (Peridot, Chrysolith).

$(Mg, Fe)_2 SiO_4 = 2(Mg, Fe)O . SiO_2$; 7—10 FeO, ca. 50MgO und 40SiO_2; häufig etwas NiO, selten eine kleine Menge CaO. Der eisenreiche O. mit 30 FeO und 32 MgO ist *Hyalosiderit* genannt worden. SiO_2 z. T. durch etwas (4—6%) TiO_2 ersetzt (*Titanolivin* Pfunders in Tirol, Zermatt in der Schweiz, lombard. und piemont. Alpen).

Nicht selten in gut ausgebildeten rhombischen, denen des Chrysoberylls sehr ähnlichen Krystallen (Fig. 541, 542): $n = \infty P$ (110); $n/n = 130^\circ 2'$; die vordere Kante meist, aber nicht immer, ziemlich stark abgestumpft durch die längsgestreifte Querfläche $M = \infty \bar{P}\infty$ (100); zuweilen noch $s = \infty \breve{P}2$ (120) in der Prismenzone, die Kante n/T abstumpfend; die scharfe Kante n/n ist oft durch die meist nur schmale Längsfläche $T = \infty \breve{P}\infty$ abgestumpft. An den Enden trifft man häufig das

Keine Abstumpfung der Kanten des Prismas. Das Oktaeder $o = P(111)$ ziemlich groß; $M/o = 128^\circ\ 36'$; die vordere E. K. von o durch die Flächen des Makrodomas $p = P\bar{\infty}$ (101) ziemlich breit abgestumpft, $p/p = 112^\circ\ 49'$ (oben). $a : b : c = 0{,}6665 : 1 : 0{,}4427$. Alle diese Zahlen gelten für die beinahe Mn-freien Krystalle von Elba, a und b wachsen mit dem MnO-Gehalt. Keine Zwillinge. Die Krystallform ähnlich der des Humits. Bruch muschlig; H. = $5\frac{1}{2}$—6. G. = 3,8—4,1. Schwarz, durch Verwitterung braun, Strich schwarz; undurchsichtig; halbmetallisch. Krystalle und strahlige Massen: Elba und das gegenüberliegende toskanische Festland, auf Drusen im Kontakt eines Pyroxengesteins mit Marmor; bei Kupferberg in Schlesien, derb und in großen Krystallen, im asbestartigen Strahlstein auf der Grube „Einigkeit". Der L. von Herbornseelbach etc. in Nassau auf einer Kontaktzone zwischen Tentakulitenschiefer und Diabas mit Klipsteinit und Babingtonit; er ist der MnO-reichste von allen bekannten. Bei Kangerdluarsuk und bei Julianehaab in Grönland im Augitsyenit, durch Zersetzung des Arfvedsonit entstanden; auch bei Thyrill in Island. Leicht schmelzbar zu magnetischer Kugel; mit HCl gelatinierend.

Fig. 546.

Der *Breislakit* (pag. 690) wird neuerdings zum Lievrit gestellt.

(Bauer, N. Jahrb. f. Min. etc. 1890, I, 31; Bøggild, Medelelser om Grönland, Bd. 25, 1902, pag. 43.)

Große Formähnlichkeit mit Lievrit zeigt der

Ardennit (Dewalquit), ein As_2O_5- und V_2O_5-haltiges Silikat von Al_2O_3 und MnO; gelbe bis braune langstrahlige Aggregate, sehr selten deutliche Krystalle, auf Quarz bei Ottrez in den Ardennen. (v. Lasaulx, Tschermaks Min. Mitteilgn. 1873.)

Bleihaltig sind folgende Silikate, meist von Longban etc., Wermland, Schweden:

Kentrolith. $Pb_2Mn_2Si_2O_9 = 2PbO.Mn_2O_3.2SiO_2$. Rhombisch; kleine, dunkelrotbraune, halbmetallische, durchscheinende Kryställchen mit Quarz auf Gängen in Chile und bei Longban (Wermland). Damit isomorph der manganfreie eisenhaltige

Melanotekit. $Pb_2Fe_2Si_2O_9 = 2PbO.Fe_2O_3.2SiO_2$. Schwarzgrau, blau anlaufend, fettiger halbmetallischer Glanz; wie Kentrolith von HCl zersetzt. Mit gelbem Granat von Longban in Wermland, Schweden und von Hillsboro (Neu-Mexiko).

Hyalotekit. $H(Pb, Ba, Ca)_4BSi_6O_{18}$ mit 25 PbO, 20 BaO, 4 B_2O_3; 0,7 Be und 1 F. Derb, weiß, feldspatähnlich; auch nach zwei Richtungen spaltbar. Ebenfalls von Longban.

Ganomalit. $H_2Ca_4Pb_6Si_6O_{23} = H_2O.4CaO.6PbO.6SiO_2$. Quadratische Prismen, meist derb, körnig, im Aussehen ähnlich manchem körnigen Tephroit. Starker fettartiger Glasglanz. Farblos, durchsichtig, an der Luft trübe. Sehr spröde. H. = $3^1/_2$. G. = 5,74. In HNO_3 löslich. Schon in der Kerzenflamme schmelzbar. Prismatisch und basisch spaltbar. Von Longban und Jakobsberg in Schweden.

Nasonit von Franklin in New-Jersey, dicht, weiß, fettglänzend, enthält $3^1/_2$ Cl, das (OH) vertritt, sonst wie Ganomalit.

Röblingit. Ein Blei und Kalk enthaltendes Silikat (31,1 PbO), das auch zugleich 9,1 schweflige Säure (SO_2) führt, bildet weiße derbe Aggregate prismatischer Kryställchen im axinithaltigen Granatfels vom Granitkontakt, ebenfalls bei Franklin Furnace, New-Jersey.

Barysilit. $Pb_3Si_2O_7 = 3PbO.2SiO_2$. Hexagonale, basisch deutlich spaltbare, silberweiße krummblättrige Krystalle. In der Lichtflamme schmelzbar und von Säuren leicht zersetzt. In den Eisenerzen der Harstigsgrube bei Pajsberg in Wermland, Schweden.

Gruppe des Glimmers.

Diese Gruppe umfaßt eine Anzahl wichtiger Mineralien von der Härte 2 ca., sehr vollkommener Spaltbarkeit in einer Richtung und elastischer Biegsamkeit der dünnen Spaltungsblättchen. Sie sind z. T. sehr verbreitet und haben namentlich als Bestandtheile mancher Gesteine (Granit, Gneiß, Glimmerschiefer etc.) große Bedeutung.

In chemischer Beziehung sind es alkali- und zwar K_2O-, seltener auch Na_2O- und Li_2O-haltige Tonerdesilikate; in einigen Glimmerarten spielt neben dem Alkali auch MgO eine hervorragende Rolle. Man unterscheidet danach Kali-, Natron-, Lithion- und Magnesiaglimmer, von den letzteren ist aber ausdrücklich zu bemerken, dass in denselben neben der MgO stets auch noch erhebliche Mengen K_2O enthalten sind. H_2O wird beim Glühen von allen Glimmern abgegeben, es ist in ihnen als Vertreter von K_2O etc. vorhanden, nicht, wie man früher wohl annahm, infolge beginnender Verwitterung. MgO ist manchmal durch FeO und Al_2O_3 durch Fe_2O_3 teilweise vertreten, bei manchen Glimmern ist sogar alle MgO durch FeO ersetzt (Eisenglimmer), auch findet sich häufig ein kleiner F-Gehalt als Ersatz für O und für (OH), sowie etwas B_2O_3 etc. CaO fehlt durchweg (Unterschied von den Sprödglimmern).

Die chemische Zusammensetzung der Glimmer ist somit sehr mannigfaltig. Dies spricht sich namentlich auch in SiO_2- Gehalt aus, der zwischen 33 und 56 % schwankt. Die Glimmer können danach z. T. als Orthosilikate aufgefaßt werden, manche haben aber mehr die Zusammensetzung der Metasilikate. Zur Erklärung dieser Verschiedenheiten sind mehrere Annahmen gemacht worden.

Nach Clarke liegt allen Glimmern die Verbindung: $H_9Al[SiO_4]_3$, ein Orthosilikat, zu Grunde, in dem H zum größten Teil (nie ganz), durch Metalle, und zwar durch einwertige (K, Na, Li), zweiwertige (Mg, Fe) und dreiwertige (Al, Fe) ersetzt ist; von diesen können die zweiwertigen auch ganz fehlen. Bei den SiO_2 reicheren Glimmern wird angenommen, daß die Gruppe $[SiO_4]$ durch die gleichwertige $[Si_3O_8]$ teilweise vertreten werde.

Nach G. Tschermak kann man sich die sämtlichen Glimmer als aus drei Verbindungen zusammengesetzt denken:

$$Si_6Al_6H_6O_{24};\ Si_6Al_4H_6O_{21};\ Si_6Mg_{12}O_{24}.$$

In den beiden ersten wird *H* stets in wechselnden Mengen teilweise durch Alkalien (*K*, *Na*, *Li*) und *Al* zuweilen durch *Fe* ersetzt und vielfach tritt eine gewisse ebenfalls wechselnde Menge *F* an die Stelle von *O* oder (*OH*). In der dritten Verbindung wird häufig *Mg* teilweise oder ganz durch *Fe* vertreten. Die beiden ersten Grundverbindungen kommen zuweilen fast rein vor, die dritte, die dem Olivin entspricht, ist in der Form des Glimmers für sich allein noch nicht beobachtet worden. Diese Grundverbindungen mischen sich in wechselnden Verhältnissen und geben so die verschiedenen Glieder der Glimmergruppe. Die erste und die zweite bilden die Reihe vom Muscovit bis zum Lepidolith, die erste und die dritte bilden den Biotit und die zweite und dritte den Phlogopit, in dem aber zuweilen auch alle drei enthalten sind. Die näheren Verhältnisse sind aus der unten folgenden Übersicht (pag. 702) und aus der speciellen Beschreibung der einzelnen Glimmerarten zu ersehen.

Alle Glimmer sind monoklin und können fast genau auf dasselbe Achsensystem bezogen werden. Früher hat man sie z. T. für rhombisch mit hemiedrischer Flächenausbildung, z. T. für rhomboedrisch gehalten. Ein Prisma *M* von nahe 120° mit durch die Längsfläche *b* abgestumpften seitlichen Kanten ist häufig, sehr nahe senkrecht dazu ist die Basis *c*. Parallel mit der Basis lassen sich die Krystalle außerordentlich leicht spalten, so daß man Spaltungslamellen von äußerster Dünne und von ausgezeichneter elastischer Biegsamkeit herstellen kann. (Unterschied von dem ebenfalls in einer Richtung sehr leicht spaltbaren, aber gemein biegsamen Chlorit.) In der Richtung der Flächen des genannten Prismas *M* von annähernd 120° und der Längsfläche gehen sekundäre Blätterbrüche, welche auf den Spaltungsflächen häufig durch zarte Risse und Spalten angedeutet sind. Man kann sie mit Hilfe der Körnerprobe (196) beliebig herstellen; sie bilden auf dünnen Spaltungsplättchen sechsstrahlige Sterne *a*, deren Strahlen, wie Fig. 547 und 548 zeigt, parallel mit *M* und *b* verlaufen (Schlagfigur). Diese gestattet, auch in unregelmäßig begrenzten Glimmerplatten die Richtungen *M* und *b* leicht aufzufinden und sich dadurch krystallographisch zu orientieren. Um aber die Richtungen *M* von der Richtung *b* unterscheiden zu können, was ohne weiteres nicht möglich ist, müssen auch die optischen Eigenschaften des Glimmers berücksichtigt werden.

Derselbe ist optisch 2-achsig, der Achsenwinkel bald groß ($2E$ bis über 80°), bald annähernd $= 0°$. Die Doppelbrechung ist stark. Die M. L. ist —. Sie ist stets sehr annähernd senkrecht zur Hauptspaltungsebene (Basis) *c*, weshalb man auf allen Spaltungsplättchen das Interferenzbild in der Mitte des Sehfelds mit anscheinend normal austretender Mittellinie beobachtet. Dies war mit ein Hauptgrund, den Glimmer für

rhombisch (die deutlich zweiachsigen mit größerem Achsenwinkel), resp. rhomboedrisch (die scheinbar einaxigen mit ganz kleinem Achsenwinkel) zu halten. Die Ebene der optischen Achsen ist bald senkrecht, bald parallel zu der Symmetrieebene *b*, und man unterscheidet danach Glimmer. 1. Art mit $\varrho > v$ und 2. Art mit $\varrho < v$ (Fig 547 und 548, in denen die Pfeile die Richtung der optischen Achsenebene angeben). DieseRichtung muß somit notwendig entweder den einen Strahl der Schlagfigur, der mit der Sym. Eb. *b* parallel geht, senkrecht durchschneiden (Glimmer 1. Art, Fig. 547) oder mit ihm parallel sein (Glimmer 2. Art, Fig. 548), und man kann daran die beiden Gruppen der Glimmer voneinander unterscheiden, ebenso aber auch die Richtungen *M* von der Richtung *b*. Den in letzterer Richtung verlaufenden Strahl der Schlagfigur, der also parallel oder senkrecht zur Richtung der opt. Achsenebene ist, und der in den beiden Figuren verlängert gezeichnet

Fig. 547. Fig. 548. Fig. 549. Fig. 550.

Fig. 551. Fig. 552. Fig. 553. Fig. 554.

ist, nennt man die „charakteristische Schlaglinie". Die parallel mit *M* verlaufenden Schlaglinien machen mit der Richtung der Achsenebene Winkel von ca. 60° (Gl. 2. Art) oder ca. 30° (Gl. 1. Art).

Außer den Spaltungsflächen nach *c*, *M* und *b* sind am Glimmer noch Flächen leichtester Trennung der Teilchen vorhanden, welche den Charakter der Gleitflächen (195) haben, und welche an Glimmerplatten häufig in größerer Ausdehnung beobachtet werden. Diese Flächen verlaufen in drei Richtungen schief zur Basis *c*, und machen mit dieser Winkel von ca. 113°. Sie gehen den Flächen eines vorderen schiefen Prismas ζ und einer hinteren Schiefendfläche ϱ (Fig. 550) parallel und haben an dem für den Glimmer gewöhnlich angenommenen Achsensystem (vergl. unten die krystallographische Beschreibung des Kaliglimmers, pag. 703) die Ausdrücke: $\zeta = -P3\,(133)$ und $\varrho = \frac{1}{2}P\infty\,(\bar{1}02)$. Wenn sie gleichzeitig ausgebildet sind, begrenzen sie einen rhomboederähnlichen Körper (Fig. 550, 551), dessen

Endecke durch den Hauptblätterbruch c abgestumpft wird. Diese Flächen sind nicht ursprüngliche Begrenzungsflächen, sondern sie sind stets nachträglich durch Druckwirkungen in den Glimmertafeln hervorgebracht worden. Von Krystallflächen unterscheiden sie sich durch ihre fasrige Beschaffenheit, die Fasern verlaufen in der Richtung der Kanten ζ/c und ϱ/c; auch erstrecken sie sich vielfach in das Innere der Glimmertafeln hinein, wie dies Fig. 551 andeutet. Sie finden sich nur an solchem Glimmer, der in Gesteinen eingewachsen ist und daher notwendig vielfachen Pressungen durch den Gebirgsdruck ausgesetzt war, nie an Krystallen, die auf Drusen aufgewachsen sind und daher solche mechanische Einwirkungen nicht erleiden konnten. Man kann den Verlauf der Gleitflächen auf dem Hauptblätterbruch in ähnlicher Weise darstellen, wie den der sekundären Blätterbrüche nach M und b, indem man ein Spaltungsplättchen nach c auf eine weiche Unterlage legt und mit einem am Ende runden Stift in diese eindrückt. Es entsteht dann ein zweiter sechsstrahliger Stern β, der demjenigen der Schlagfigur sehr ähnlich, aber um 30° gegen denselben verdreht ist (Fig. 549). Seine Strahlen verlaufen den Richtungen der Flächen ϱ und ζ entsprechend und schneiden sich wie die Strahlen von α unter nahezu 60°. Die Figur β heißt im Gegensatz zur Schlagfigur α die Druckfigur; auch sie kann zur krystallographischen Orientierung in unregelmäßig begrenzten Glimmerplatten dienen. Ihre Stellung gegen die Ebene der optischen Achsen ergibt sich aus dem obigen und aus den genannten Figuren von selbst.

Zwillinge sind nicht selten. Sie sind nach verschiedenen Gesetzen gebildet, welche bei den verschiedenen Glimmerarten in gleicher Weise wiederkehren. Nach dem einen Gesetz haben die beiden Individuen den Hauptblätterbruch c und eine Kante M/c gemein; Zwillingsfläche ist eine Fläche senkrecht zu c, welche durch die Kante M/c hindurchgeht. Meist sind die Individuen nach Flächen senkrecht zu c verwachsen, und die Blätterbrüche c setzen sich dann vom einen in das andere Individuum hinein ununterbrochen fort. Solche Zwillinge erweisen sich nur bei regelmäßiger äußerer Begrenzung ohne weiteres als solche (Fig. 552); bei unregelmäßiger Begrenzung erkennt man die Zwillingsbildung im parallelen polarisierten Licht, in dem das eine Individuum vollkommene Auslöschung zeigt, während das andere noch hell ist. Nach einer Drehung der Platte um 60° ist dann das zweite Individuum dunkel, das erste dagegen hell. Dabei tritt auch die Verwachsungslinie der Individuen scharf hervor, welche oft ziemlich kompliziert und keineswegs stets der Kante M/c parallel ist. Die Richtung der Achsenebene in dem einen Individuum macht ca. 60° mit der im anderen Individuum; die Schlagfiguren in beiden sind parallel. Wächst an das zweite Individuum ein drittes an, so entstehen Drillinge. Die

Individuen derselben wachsen nicht selten über den Mittelpunkt hinaus fort und bilden Formen wie Fig. 557, wo die Streifen in der Richtung der großen Diagonale des von *M* gebildeten Rhombus die Zwillingsgrenzen andeuten, längs welchen sie federartig stehen. Zuweilen sind die Individuen nach der Fläche *c* verwachsen; in einem Spaltungsplättchen überlagern sich dann zwei Individuen mit verschiedener Orientierung, deren Richtungen sich ebenso wie im obigen Falle gegeneinander verhalten. Bei dieser Verwachsung findet im parallelen polarisierten Licht in keinem Azimut völlige Auslöschung statt und im konvergenten Licht durchkreuzen sich zwei Lemniskatensysteme unter 60°, den Richtungen der Achsenebenen entsprechend. Auch bei der Verwachsung nach *c* können Drillinge entstehen.

Eine andere Art von Zwillingen hängt mit den Gleitflächen zusammen. Zwillingsfläche ist eine Gleitfläche ζ oder ϱ; bei beiden Individuen schneiden sich die Flächen *c* und $\underline{c}$ unter $2 \,.\, 113^\circ = 226^\circ$ resp. 134°. Die Ausbildung ist derart, daß an das stets schmale zweite Individuum ein drittes in der Stellung des ersten angewachsen ist, so daß eine in der Richtung einer Drucklinie verlaufende geradlinige Treppe entsteht, welche in Fig 553 im Querschnitt dargestellt ist. In der geradlinigen Fortsetzung einer solchen Treppe sind die Glimmertafeln häufig nach Flächen getrennt, welche in Richtung und Beschaffenheit genau mit einer der oben beschriebenen Gleitflächen übereinstimmen; dabei löst sich das schmale mittlere Individuum zuweilen ganz in ein Haufwerk mehr oder weniger zarter Fasern auf. Auch solche Zwillingstreppen trifft man ebenso wie die damit im Zusammenhang stehenden Gleitflächen nach ζ und ϱ stets nur an Glimmertafeln, welche im Gestein eingewachsen sind. Außer diesen Treppen trifft man in derselben Richtung wie diese, also parallel mit den Strahlen der Druckfigur, häufig eine geradlinige feine Fältelung oder grobe Streifung auf dem Hauptblätterbruch *c* (Fig. 554). Die Fältchen oder Streifen stehen senkrecht zu den Kanten *M*/*c* und *b*/*c* und verlaufen, wenn sie nach allen diesen Richtungen ausgebildet sind, so, daß die Streifen senkrecht zu *b* über die ganze Platte sich hinziehen, während diejenigen senkrecht zu den Flächen *M* meist nur kurz sind, sich in der kurzen Diagonale des Rhombus der Flächen *M* nicht treffen, aber an den Streifen senkrecht zu *b* ganz scharf absetzen. Hier liegt also eine nicht mit Zwillingsbildung in Zusammenhang stehende federartige Streifung vor, die nicht mit der oben erwähnten Zwillingsstreifung (Fig. 557) verwechselt werden darf.

Häufig sind mehrere verschiedene Glimmerarten parallel, also namentlich mit parallelen Spaltungsflächen und Schlagfiguren miteinander verwachsen, so besonders hellgefärbter Kaliglimmer mit dunklem Magnesiaglimmer.

(Rammelsberg, Wied. Ann. Bd. 9; Abhandlgn. Berlin. Akad. 1889, pag. 1; Bauer, Pogg. Ann. 138, 1869; Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. 1874; Sitzgsber. Berl. Ak. 1877; Tschermak, Sitzgsber. Wien. Ak. Bd. 76, 1877 und 78, 1878; Zeitschr. f. Kryst. II, 1878, pag. 14 und III, 1879, pag. 122; Reusch, Sitzgsber. Berl. Ak. 1868, 1869, 1873; Kokscharow, Materialien, VII, VIII; F. W. Clarke, Am. Journ. Bd. 32, 34, 38; Am. Chem. Journ. 10; Bull. U. S. Geol. Survey Nro. 42, 55, 60, 64, 1886 bis 1890; Laspeyres, Zeitschr. f. Kryst. XVII, 1890, 541; Baumhauer, ibid. XXXII, 1899, 164; Hessenberg, Min. Notizen an versch. Stellen; Zschimmer, Diss. Jena 1898.

Die folgende Übersicht gibt die wichtigsten Glieder der Glimmergruppe und ihre chemische Zusammensetzung (pag. 697). An sie schließt sich noch eine große Zahl anderer Mineralien an, die z. T. davon nur unwesentlich verschieden sind, z. T. auch Verwitterungsprodukte jener darstellen. Alle können sehr nahe auf das Achsensystem:

$$a:b:c = 0{,}5774:1:2{,}217;\ \beta = 95^0\ 3'$$

bezogen werden.

Muscovitreihe (Alkaliglimmer)
(enthalten keine zweiwertigen Metalle).

Kaliglimmer:

Muscovit: $H_4K_2Al_6Si_6O_{24} = 2H_2O \,.\, K_2O \,.\, 3Al_2O_3 \,.\, 6SiO_2$.

Phengit: $H_4K_2Al_4Si_6O_{21} = 2H_2O \,.\, K_2O \,.\, 2Al_2O_3 \,.\, 6SiO_2$.

Natronglimmer:

Paragonit: $H_4Na_2Al_6Si_6O_{24} = 2H_2O \,.\, Na_2O \,.\, 3Al_2O_3 \,.\, 6SiO_2$.

Lithionglimmer.

Lepidolith: $H_2K_2Li_2Al_4Si_6O_{20}F_2 = H_2O \,.\, K_2O \,.\, Li_2O \,.\, 2Al_2O_3 \,.\, 6SiO_2$.

Zinnwaldit: $H_2K_2Li_2Al_4Si_6O_{19}F_4 + Fe_{12}Si_6O_{12} = H_2O \,.\, K_2O \,.\, Li_2O \,.\, 2Al_2O_3 \,.\, 6SiO_2 + 12FeO \,.\, 6SiO_2$.

Der letztere führt zu der

Biotitreihe (Magnesiaglimmer)
(enthalten MgO nicht statt, sondern neben den Alkalien).

Biotit: $H_2K_4Al_6Si_6O_{24} + Mg_{12}Si_6O_{24} = H_2O \,.\, 2K_2O \,.\, 3Al_2O_3 \,.\, 6SiO_2 + 12MgO \,.\, 6SiO_2$.

Phlogopit: $H_2K_4Al_4Si_6O_{20}F_2 + Mg_{12}Si_6O_{24} = H_2O \,.\, 2K_2O \,.\, 2Al_2O_3 \,.\, 6SiO_2 + 12MgO \,.\, 6SiO_2$.

Die Moleküle mischen sich in wechselnden Verhältnissen; ebenso ist auch das Verhältnis der Alkalien und des Wasserstoffs, sowie der F-Gehalt nicht immer gleich, und Mg und Al sind nicht selten zu mehr oder weniger großen Teilen durch Fe ersetzt, wie wir das schon oben gesehen haben. H_2O entweicht erst in der Glühhitze.

Kaliglimmer (Muscovit).

$H_4K_2Al_6Si_6O_{24} = 2H_2O \cdot K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$; 45,3 SiO_2, 38,4 Al_2O_3, 11,8 K_2O, 4,5 H_2O. Zuweilen tritt für K_2O etwas Na_2O ein, auch sind geringe Mengen MgO, FeO und F vorhanden. Beispielsweise enthält der gelbe Gl. von Utö: 45,75 SiO_2, 35,48 Al_2O_3, 1,86 Fe_2O_3, 0,52 MnO, 0,42 MgO, 10,36 K_2O, 1,58 Na_2O, 2,50 H_2O, 1,32 F. Einige Kaliglimmer, besonders die aus dem Gneiß des sächsischen Erzgebirges, enthalten etwas mehr (52%) SiO_2 (*Phengit*); sie enthalten der Annahme nach das dem Lepidolith (s. u.) entsprechende SiO_2-reichere Silikat $H_4K_2Al_4Si_6O_{21} = 2H_2O \cdot K_2O \cdot 2Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ in isomorpher Beimischung zu dem obigen.

Monokline Krystalle nicht selten, aber selten mit meßbaren Flächen; teils auf-, teils eingewachsen; entweder dünnere oder dickere Tafeln oder auch spitze Pyramiden bildend. Ein aufgewachsener Krystall ist in Fig. 555 dargestellt. $M = \infty P$ (110); $M/M = 120^0\ 11'$; der Basis $c = 0P$ (001) entspricht der vollkommene Bl. Br.; $M/c = 94^0\ 24'$; zuweilen $m = P$ ($\bar{1}11$), die hinteren Kanten M/c abstumpfend, $c/m = 98^0\ 21'$; die Längsfläche $b = \infty P\infty$ (010) stumpft die seitliche Kante M/M, Klinodomenflächen zuweilen die Kanten c/b ab. Aus den genannten Winkeln folgt: $a : b : c = 0{,}5774 : 1 : 2{,}217$; $\beta = 95^0\ 5'$. An den eingewachsenen Krystallen, so z. B. an den spitzpyramidalen (Fig. 556) sind die Flächen rauh und oft nicht genau zu bestimmen; an einem solchen Krystall aus dem Granit vom Ilmensee im Ural wird außer M, m, b, c noch angegeben: $o = -P$ (111) und ein steiles, nicht näher bestimmbares Klinodoma r. Zwillinge mit parallelem Hauptblätterbruche sehr häufig (siehe pag. 700). Die elastische Biegsamkeit ist ausgezeichnet. Trennung nach fasrigen Gleitflächen und treppenförmige Zwillinge nach den Gleitflächen sind nicht selten zu beobachten, auch rhomboederähnliche Absonderungsstücke, wie Fig. 550 u. 551, finden sich vielfach, sowie die feine Fältelung oder Streifung wie in Fig. 554. Die Schlag- und Druckfiguren verhalten sich wie pag. 698 angegeben. Die opt. Achsenebene ist senkrecht zur Sym. Eb., liegt also in der Richtung der langen Diagonale des Prismas M, der Kaliglimmer ist also stets 1. Art (Fig. 547); die — M. L. ist nicht genau normal zur Basis c, sondern um ca. 2^0 nach hinten hinabgeneigt. Die Zweiachsigkeit ist stets sehr deutlich, daher auch zweiachsiger Glimmer genannt, im Gegensatz zu dem zuweilen scheinbar einachsigen Magnesiaglimmer. Der Achsenwinkel ist schwankend, aber stets groß: $2E = 65^0 - 85^0$; $\varrho > v$. Doppelbrechung sehr stark. Selten ganz farblos, aber stets

Fig. 555.

Fig. 556.

hell gefärbt (Unterschied von Biotit), und zwar gelblich, bräunlich, grünlich. Geringer Pleochroismus. Häufig durchsichtig und auf *c* ausgezeichnet perlmutterglänzend. G. = 2,76—3,1. H. = 2. Milde. Schmilzt nicht sehr schwer zu weißem Email und wird von HCl und H_2SO_4 nicht angegriffen.

Krystalle finden sich aufgewachsen mit Quarz und Feldspat (Adular und Albit) am St. Gotthard, im Zillertal in Tirol etc. auf Klüften von älteren Silikatgesteinen (Granit, Gneiß etc.), bei Striegau auf Drusenräumen im Granit, ebenso in den Mourne Mountains in Irland, bei Pargas in Finnland, bei Nertschinsk etc. Oder eingewachsen, z. B. im Granit des Ilmengebirges (Fig. 556), an mehreren Orten in Nordamerika etc. Sehr verbreitet ist aber der Kaliglimmer in unregelmäßig begrenzten Körnern, Schuppen und Platten, oft von großem Umfang und bedeutender Dicke, als Gemengteil älterer Gesteine, wie Granit, Syenit, Gneiß, Glimmerschiefer etc., teils allein, teils neben dunkel gefärbtem Magnesiaglimmer, zuweilen schuppige Aggregate oder blumigblättrige Gruppen bildend (Granit von Preßburg in Ungarn). Fundorte großer Glimmertafeln sind besonders im Ural, daher russisches Glas oder Muscovit; auch aus Bengalen und aus Nordamerika kommen solche. Die Platten werden statt Glas zu Geräten verarbeitet, welche in großer Hitze durchsichtig bleiben und nicht zerspringen, z. B. Verschlüsse von Öffnungen an Feuerungen, Lampenteile etc. Vielgenannte andere Muscovite, deren Fundorte zahllos sind, sind z. B. der gelbliche von Utö, und der graue, in kleinen rhombischen Prismen vorkommende von Skogböle bei Kimito in Finnland mit in der Mitte vertiefter Spaltungsfläche, napfförmige Spaltungsstücke liefernd; der Gl. von Pennsbury in Pennsylvanien, zwischen dessen Spaltungslamellen äußerst feine, daher braun durchscheinende Schichten von Magneteisen liegen. Selten auf Erzgängen z. B. den Zinnerzgängen von Cornwall und dem Erzgebirge (*Gilbertit*), fein schuppig, zuweilen pseudomorph nach Topas. Im körnigen Kalk, z. B. bei Pargas in einzelnen Plättchen; auf Kluftflächen von Sandsteinen häufig in mehr oder weniger dicken Schichten, wahrscheinlich als Neubildung. Bei Verwitterung Al_2O_3-haltiger Mineralien entsteht überhaupt häufig Kaliglimmer, wie man aus Pseudomorphosen nach Feldspat, Skapolith (Micarell), Nephelin (Gieseckit und Liebenerit), Turmalin, Cordierit (vergl. Pinit), Andalusit, Topas etc. sieht, wo der Glimmer entweder in deutlichen Blättchen oder Schüppchen, oder als dichtes Aggregat vorhanden ist. Der Kaliglimmer selbst ist dagegen zu Verwitterung wenig geneigt. Er fehlt vollständig in vulkanischen Gesteinen.

Fuchsit (Chromglimmer). Kleinschuppiger, smaragdgrüner Muscovit (z. T. Biotit) mit 4 % Cr_2O_3 auf Gängen im Gneiß vom Schwarzenstein in Tirol, bei Syssersk im Ural auf Chromeisenstein etc. Hierher auch der *Avalit*, ein sehr chromreicher mit Quarz

gemengter Muscovit. *Damourit* ist weißer dichter bis feinschuppiger Muscovit, das Muttergestein des Stauroliths in der Bretagne. Ähnlich ist der *Margarodit* vom Greiner etc. in Tirol, der Paragonit und Margarit beigemengt enthält. *Onkosin* ist ein dichter hellgrüner oder bräunlicher Phengit von Tamsweg im Salzburgischen; in der Nähe steht der dichte sog. *Agalmatolith* vom Ochsenkopf bei Schwarzenberg in Sachsen; auch ein Teil des chinesischen Bildsteins oder Agalmatoliths hat eine muscovitähnliche Zusammensetzung (vergl. Speckstein und Pyrophyllit). *Sericit* ist ein seidenglänzender, grünlicher, talkähnlich aussehender Kaliglimmer, in manchen Glimmerschiefern (Sericitschiefer) etc., besonders im Taunus (Laspeyres, Zeitschr. f. Kryst., Bd. IV). Ein ähnlicher Glimmer findet sich in dem Protogin genannten Granit und Gneiß der Alpen. *Barytglimmer* (Öllacherit) ist ein weißer feinschuppiger Muscovit mit 5—6% BaO vom Pfitschtal in Tirol mit Chlorit. Wahrscheinlich gehört hierher auch der grünlichbraune *Roscoelith* aus kalifornischen Goldquarzadern; er enthält Vanadium, wahrscheinlich als V_2O_3 die Al_2O_3 vertretend (Vanadinglimmer).

Natronglimmer (Paragonit).

$H_4Na_2Al_6Si_6O_{24}$, ganz analog dem Kaliglimmer. Bisher nur als feinschuppiges, weißes, selten grünes, wenig glänzendes Aggregat bekannt, dessen Schüppchen einen großen optischen Achsenwinkel zeigen. H. = 2—2½. G. = 2,78. Schmilzt sehr schwer v. d. L. und wird durch H_2SO_4 zersetzt. Bildet als Paragonitschiefer, den krystallinischen Schiefern eingelagert, das Muttergestein des Stauroliths und Cyanits am Mte. Campione bei Faido im Kanton Tessin am Südabhang des St. Gotthards; feinschuppig, hellgrün, bei Pregratten im Pustertal (*Pregrattit* mit 1,7% K_2O); auch auf der Insel Syra. Paragonit in massenhaftem Vorkommen als Paragonitschiefer findet sich auch am Oberen See im Staate Michigan, sowie im Ural. Mehr Na als K enthält auch der *Euphyllit* von Unionville in Pennsylvanien, der ein Gemenge von Muscovit und Paragonit mit etwas Margarit darstellt, ähnlich wie der Margarodit (siehe oben). Der apfelgrüne *Cossait* aus dem oberen Susatale in Piemont ist ein dichter Paragonit.

Lithionglimmer (Lithionit).

Sie sind teils Fe-frei (*Lepidolith*), teils Fe-haltig (*Zinnwaldit*); beide haben eine etwas verschiedene Formel. Wenig verbreitet. (Baumhauer, Zeitschr. f. Kryst. Bd. III.)

Lepidolith. $H_2K_2Li_2Al_4Si_6O_{20}F_2$ oder $H_2O.K_2O.Li_2O.2Al_2O_3.6SiO_2$, O z. T. durch F ersetzt; die relative Menge H, K und Li etwas schwankend. SiO_2-reicher als Zinnwaldit. Der L. von Paris in Maine ergab die Zusammensetzung: 50,39 SiO_2; 28,19 Al_2O_3; 12,34 K_2O; 5,08 Li_2O; 2,36 H_2O; 5,15 F = 103,51, nahe übereinstimmend mit der Formel. Noch keine meßbaren Krystalle bekannt; weiße oder rosenrote, auch grüne, selten sechsseitig begrenzte Plättchen,

deren wesentliche physikalische Eigenschaften von denen des Kaliglimmers nicht abweichen. G. = 2,8—2,9. Glimmer 1. Art; $\varrho > v$. Großer Achsenwinkel: $2E = 50^0—70^0$. D. Br. —. Bildet außer den größeren Täfelchen auch, und zwar häufiger, kleinblättrige und -körnige rosenrote, weiße, graue oder grünliche Aggregate. Größere Täfelchen finden sich bei Penig in Sachsen, auf Elba, bei Alabaschka und an anderen Orten in der Gegend von Mursinsk im Ural, bei Paris in Maine, auf Gängen im Granit; ebenso die derben, körnigen Aggregate von Rozena in Mähren, meist rosenrot, auch grün, in ziemlich großen Massen, welche zur Herstellung von *Li*-Präparaten im großen benützt werden, und von Utö bei Stockholm, grünlich. Schmilzt leicht zu weißem, nicht magnetischem Email und färbt die Lötrohrflamme rot; von Säuren nur nach dem Schmelzen angegriffen.

Cookeit ist ein durch Umwandlung aus lithionhaltigem Turmalin entstandener Lepidolith von Paris und Hebron in Maine, Nordamerika.

Zinnwaldit. SiO_2-ärmer als Lepidolith ($46\frac{1}{2}\,\%$ SiO_2) und eisenhaltig. Die Zusammensetzung ist etwas schwankend und kann als eine Mischung der beiden Silikate: $H_2K_2Li_2Al_4Si_6O_{10}F_4$ und $Fe_{12}Si_6O_{24}$ (ca. 20 %) aufgefaßt werden. Der Z. bildet deutliche Krystalle: niedere sechsseitige Tafeln mit vollkommen blättriger Basis, welche durch sechs auf den Seiten des Sechsecks senkrechte Streifensysteme in sechs gleichseitig dreieckige Felder eingeteilt ist. Es sind durch- und übereinander gewachsene Drillinge, bei denen die Basis allen Individuen gemein ist (Fig. 557). In den nicht genauer zu bestimmenden Winkelverhältnissen jedenfalls dem Muscovit sehr nahe stehend. H. = $2\frac{1}{2}$. G. = 2,95—3,19. Der Z. ist ein Glimmer 2. Art. $\varrho < v$. D. Br. —. Der opt. Achsenwinkel sehr verschieden, z. T. sehr klein, steigt aber bis gegen 50^0. Schmilzt unter Rotfärben der Flamme leicht zu einer dunkeln, schwach magnetischen Schlacke; von Säuren angegriffen. Farbe grau und braun. Findet sich in aufgewachsenen, zu Drusen vereinigten Krystallen auf den Zinnerzlagerstätten von Zinnwald etc. im Erzgebirge (eine besonders eisenreiche, rabenschwarze Varietät von Altenberg ist *Rabenglimmer* genannt worden) und von Cornwall. Auch Gemengteil mancher Granite, z. B. im Fichtelgebirge.

Fig. 557.

SiO_2-reicher ist der sonst dem Z. ganz ähnliche *Kryophyllit*: $53\frac{1}{2}$ SiO_2, dunkelgrün von Rockport in Massachusetts. Fast eisenfrei ist der *Polylithionit* von Kangerdluarsuk in Grönland; er ist der SiO_2-reichste Lithionglimmer ($59 SiO_2$).

Magnesiaglimmer (Biotit).

Fast stets dunkel, braun, oder grün mit einem Stich ins Braune, bis schwarz, daher von dem fast durchgängig heller bis sehr hell gefärbten Kali- (und Lithion-) Glimmer meist leicht zu unterscheiden. Manche

Magnesiaglimmer sind allerdings fast so licht gefärbt wie der Muscovit. Er ist z. T. in ausgezeichneten Krystallen ausgebildet, die dem monoklinen System angehören, findet sich aber meist in unregelmäßig begrenzten Plättchen und Tafeln, deren allgemeine Kohäsionsverhältnisse von denen des Muscovits nicht verschieden und schon eingangs (pag. 699) angegeben sind. Aller Magnesiaglimmer ist optisch zweiachsig, der Achsenwinkel ist aber fast stets klein, im Mittel ca. 15°, selten viel höher, bis 56° im Maximum. An dem kleinen Achsenwinkel kann der Magnesiaglimmer auch bei hellster Färbung vom Muscovit unterschieden werden. Zuweilen fallen die Achsen fast ganz zusammen, so daß man den betr. Glimmer für einachsig zu halten geneigt ist. Früher wurde daher, wie schon erwähnt, aller Magnesiaglimmer für einachsig gehalten und daher im Gegensatz zu dem stets deutlich zweiachsigen Kali- (und Lithion-) Glimmer einachsiger Glimmer genannt. Als man dann später einige solche Glimmer als zweiachsig erkannt hatte, nannte man die noch für einachsig gehaltenen *Biotit* und die richtig als zweiachsig erkannten *Phlogopit*, welche Namen jetzt in einem anderen Sinn gebraucht zu werden pflegen (s. u.). Die hierher gehörigen Glimmer sind teils 2. Art, dies sind die häufigsten (Meroxen), bei ihnen ist $\varrho < v$; seltener 1. Art und dann $\varrho > v$ (Anomit). Stets ist die Doppelbrechung negativ und die in der Sym. Eb. liegende 1. Mittellinie ist sehr nahe senkrecht auf dem Hauptblätterbruch.

In allen Magnesiaglimmern findet sich Kali neben Magnesia; letztere ist stets teilweise, zuweilen ganz durch FeO, ebenso Al_2O_3 durch Fe_2O_3 ersetzt (Lepidomelan, Eisenglimmer). Heutzutage unterscheidet man nach der Lage der Ebene der opt. Achsen, der Zusammensetzung, dem Vorkommen etc. folgende Arten des Magnesiaglimmers:

Biotit (im engeren Sinn).

Vorzugsweise nach dem speziellen Verhältnis der Alkalien und des Wasserstoffs in dem ersten der dort angegebenen Silikate jedoch teilweise auch nach dem Eisengehalt des zweiten, hat man in chemischer Hinsicht drei Unterabteilungen, die auch z. T. verschiedene optische Eigenschaften zeigen:

Anomit: $H_2Ka_4Al_6Si_6O_{24} + (Mg, Fe)_{12}Si_6O_{24}$ (Gl. 1. Art.).
Meroxen: $H_3K_3Al_6Si_6O_{24} + (Mg, Fe)_{12}Si_6O_{24}$ (Gl. 2. Art.).
Lepidomelan: $H_4K_2Al_6Si_6O_{24} + (Fe, Mg)_{12}Si_6O_{24}$ (Gl. 2. Art.).

Phlogopit (SiO_2- und F-reicher, vergl. pag. 709).

Meroxen. Magnesiaglimmer zweiter Art mit kleinerem SiO_2-Gehalt (33—40% SiO_2, vergl. Phlogopit mit 40—45% SiO_2). Er kann als eine Mischung der beiden oben genannten Silikate betrachtet werden. Häufig ist das Mischungsverhältnis nahe $= 1:1$ ($K:Mg = 1:3$), doch ist auch

oft die Menge des zweiten, dem Olivin entsprechenden, Silikats geringer. K_2O ist dabei zuweilen z. T. durch Na_2O, MgO durch FeO, Al_2O_3 durch Fe_2O_3 ersetzt und etwas F tritt an die Stelle von O und (OH), selten an die von SiO_2 etwas TiO_2. Der M. aus den Sommaauswürflingen enthält z. B.: 39,30 SiO_2, 16,97 Al_2O_3, 0,48 Fe_2O_3, 8,45 FeO, 21,89 MgO, 0,82 CaO, 7,79 K_2O, 0,49 Na_2O, 4,02 H_2O,0,89 $F = 101{,}08$. G. = 2,86.

Der Meroxen findet sich manchmal, namentlich der in den Sommaauswürflingen am Vesuv, dessen Zusammensetzung eben angegeben wurde, in kleinen, aber von sehr glänzenden Flächen umgebenen Krystallen, auf denen zu einem guten Teil die Kenntnis der Krystallformen des Glimmers überhaupt beruht, weil diese beinahe die einzigen scharf meßbaren Glimmerkrystalle sind, die man kennt. Man hat sie früher wegen eines Prismenwinkels von 120°, z. T. wegen der Flächengruppierung und wegen der an manchen Krystallen beobachteten scheinbaren opt. Einachsigkeit für rhomboedrisch, dann später für rhombisch-hemiedrisch gehalten. Heute ist kein Zweifel, daß sie monoklin sind, was auch die genauere opt. Untersuchung bestätigt. Eine sehr häufige, deutlich monokline Kombination von der Somma ist in Fig. 558, eine andere in Fig. 559 abgebildet. Die Fig. 560 von oben abgebildete Kombination zeigt die rhomboederähnliche Flächenanordnung. $o = -P$ (111); $m = +P$ ($\bar{1}11$); $o/o = 122^\circ\ 50'$ (vorn); $m/m = 120^\circ\ 47'$ (hinten); $c = 0P$ (001), Hauptblätterbruch; $o/c = 106^\circ\ 58'$; $m/c = 98^\circ\ 41'$; $b = \infty P\infty$ (010); $e = P\infty$ (011); $e/c = 114^\circ\ 30'$; ferner $s = \frac{1}{2}P$ ($\bar{1}12$); $z = -3P3$ (131); $r = P\infty$ ($\bar{1}01$); $z/c = 99^\circ\ 59\frac{1}{2}'$; $r/c = 100^\circ\ 0'$. Das Achsenverhältnis ist wie beim Muscovit, $\beta = 95^\circ\ 3'$. Auch Zwillinge wie dieser. Die Flächen o, m und e sind oft durch häufiges Alternieren mit c stark horizontal gestreift (Fig. 560).

Fig. 558. Fig. 559. Fig. 560.

Kohäsionsverhältnisse wie beim Muscovit. G. = 2,8—3,0. Opt. A. E. brachydiagonal, also, wie schon erwähnt, ein Glimmer 2. Art und damit $\varrho < v$. Die — M. L. ist nur um einen sehr kleinen Winkel gegen die Normale zu c geneigt; auch der Achsenwinkel ist meist klein, steigt aber doch in einigen Fällen über 56°. Hellgrün und braun, sogar bis gelb, aber meist dunkler bis fast schwarz ins Grünliche und ins Bräunliche. Ausgezeichneter Dichroismus, namentlich ist der Farbenunterschied, senkrecht und parallel zur Basis hindurch gesehen,

sehr bedeutend. V. d. L. um so leichter schmelzbar, je dunkler und damit je *Fe*-haltiger. Von *HCl* wenig angegriffen, von H_2SO_4 in der Wärme vollkommen zersetzt.

Meroxen findet sich in deutlichen Krystallen außer in den Sommablöcken auch auf Hohlräumen anderer vulkanischer Gesteine, so im Albanergebirge, am Laacher See etc. In plutonischen Gesteinen, wie Granit, Syenit, Diorit etc., sowie im Gneiß, Glimmerschiefer etc. in derben blättrigen Körnern und Plättchen, als Gemengteil sehr weit verbreitet, zuweilen Individuen von erheblichem Umfang bildend, so in Grönland, im Ural, in manchen skandinavischen Gesteinen dieser Art etc.. Zuweilen für sich allein, zuweilen mit Anomit, nicht selten auch mit Kaliglimmer, mit dem der Magnesiaglimmer häufig parallel verwächst, so daß die Blätterbrüche durch beide ununterbrochen hindurchgehen und die Schlagfiguren in beiden parallel sind. Bildet auch zuweilen schuppige Aggregate. Magnesiaglimmer mit Ausschluß von Kaliglimmer findet sich, allerdings stets nur in geringerer Menge und in kleinen Plättchen, in vulkanischen Gesteinen (Porphyren, Basalten, Trachyten, Andesiten), häufig in regelmäßig sechsseitiger Umgrenzung. Der Meroxen ist bei weitem der verbreitetste aller Magnesiaglimmer.

Der Meroxen und ebenso in der Hauptsache die anderen Magnesiaglimmer verwittern ziemlich leicht. Solche Verwitterungsprodukte sind: Der rote *Rubellan* in manchen vulkanischen Tuffen z. B. am Laacher See, und der schwarze *Voigtit* in granitischen Gesteinen. Der alkalifreie *Vermiculit* von verschiedenen Punkten Nordamerikas, beim Erhitzen v. d. L. sich wurmförmig aufblähend und krümmend, ist wohl ebenfalls ein in Verwitterung begriffener Magnesiaglimmer. Derartige mehr oder weniger stark umgewandelte Mineralien sind mit sehr zahlreichen besonderen Namen benannt worden. Umgekehrt bildet sich auch leicht Magnesiaglimmer, und zwar aus verschiedenen anderen Mineralien, in deren Form er als Pseudomorphosen vorkommt, so nach Hornblende, Augit, Dichroit, Skapolith, Granat etc. Doch ist die Umwandlung in Magnesiaglimmer weitaus weniger häufig als die in Kaliglimmer (siehe oben).

Anomit. Ist der *Mg*-Glimmer 1. Art. $\rho > v$, meist $2E = 12^0—16^0$, sonst ganz ähnlich dem Meroxen. Der A. ist seltener: bei Greenwood Fournace in New-York in großen dunkelgrünen Platten, sehr häufig mit Gleitflächen und Treppenzwillingen und in rhomboederähnlichen Absonderungsstücken (Fig. 550, 551, 553); auch an anderen Orten in Nordamerika etc., ferner am Baikalsee im Kalkspat, in den vulkanischen Tuffen vom Laacher See und von der schwäbischen Alb etc. Im Nephelindolerit vom Katzenbuckel neben Meroxen, sowie im Gneiß und Porphyrit von Niederösterreich. Zusammensetzung siehe pag. 707.

Lepidomelan (Eisenglimmer). Schwarz, kleinschuppig, sehr reich an *FeO* und Fe_2O_3, daher *MgO*- und auch Al_2O_3-arm oder -frei, sonst wie die anderen Magnesiaglimmer 2. Art. Von Persberg in Wermland in Schweden; auch die Magnesiaglimmer mancher Granite und Gneiße gehören hierher. Fast ganz *MgO*-freie Glimmer dieser Art sind *Annit* und *Siderophyllit* genannt worden. Formel des L. siehe pag. 707.

Phlogopit.

Mit diesem Namen bezeichnet man gegenwärtig die SiO_2-reicheren, fast *Fe*-freien Magnesiaglimmer 2. Art (40—45% SiO_2; vergl. den SiO_2-ärmeren Meroxen und pag. 707),

die ihr Hauptvorkommen in den körnigen Kalken und Dolomiten, sowie im Serpentin haben. Häufig rotbraun und braunrot, aber auch gelb und grün bis fast farblos. Krystallographisch und optisch sind sie vom Meroxen nicht verschieden. Nicht selten scheinbar hexagonale Prismen mit der Basis. Glimmer 2. Art. $\varrho < v$. Opt. Achsenwinkel häufig = 15° ca. G. = 2,75—2,97. Zuweilen infolge von vielen kleinen Krystallnädelchen, die ∥ c in drei unter 120° gegeneinander geneigten Richtungen eingewachsen sind, ausgezeichnet asterisierend, z. B. der von South Burgess in Kanada. Findet sich noch an mehreren Orten in Kanada und Nordamerika, im Fassatal in Tirol, bei Campo longo im Tessin; Rezbanya im Banat (sehr licht gefärbt), bei Pargas in Finnland, Åker in Schweden etc. BaO-haltig ist der sog. *Baryumbiotit* von Schelingen im Kaiserstuhl und andere Phlogopite. Zum Phlogopit gehören noch: *Aspidolith*, Na_2O-haltig, im Chloritschiefer des Zillertals; *Pholidolith*, SiO_2-reich, aber arm an Alkalien und Al_2O_3, sowie der manganhaltige Glimmer: *Manganophyll*, rot, aus der Manganerzlagerstätte von Wermland in Schweden mit bis 21½% MnO statt FeO. Ein durch Verwitterung etwas H_2O enthaltender Manganglimmer von dort, soll der *Ganophyllit* sein, der aber auch als ein Manganzeolith aufgefaßt wird.

Der Zusammenzetzung nach schließen sich vielleicht an den Glimmer an:

Glaukonit. Ein K_2O-haltiges (2—15% K_2O) Fe_2O_3- und Al_2O_3-Silikat in Form grüner runder Körnchen, zuweilen Ausfüllung von Rhizopodenschalen etc., welche entweder für sich erdige Aggregate bilden oder in Sandstein, Ton, Kalk etc. eingewachsen sind. Es entstehen dadurch grüne sandige Gesteine (Grünsand), welche besonders in der Kreideformation eine Rolle spielen (Grünsandformation), aber auch in der Trias und namentlich im Tertiär, wo z. B. die Bernstein führenden Schichten des Samlands in Ostpreußen (blaue Erde) stark glaukonithaltig sind. Wegen des K_2O-Gehalts ist Glaukonit als Düngemittel zu verwenden.

Seladonit (Grünerde z. T.). Wie der Glaukonit von sehr verschiedener Zusammensetzung, aber auch durch K_2O-Gehalt ausgezeichnet, und überhaupt diesem im allgemeinen ähnlich. Es ist ein dunkellauchgrünes Verwitterungsprodukt Al_2O_3-haltiger Hornblenden und Augite, in deren Form er als Pseudomorphose vorkommt, z. B. der typische S. vom Mte. Baldo bei Verona. Der S. findet sich besonders in vulkanischen Gesteinen (Tuffen) verbreitet (Böhmen, Fassatal); auch als Auskleidung und Ausfüllung von Mandelräumen (Färöer, Island). Vielfach als grüne Farbe benützt, schon im Altertum. Zu schwarzer magnetischer Perle schmelzend und von Säuren in der Wärme zersetzt. Hierher gehört auch der sog. *Chlorophänerit* aus dem Porphyrit von Weißig bei Dresden. (Vergl. Delessit, pag. 722).

Gruppe der Sprödglimmer.

Umfaßt eine Anzahl von Mineralien, deren monokline, aber selten deutlich ausgebildete Krystallform der des Meroxens sehr ähnlich ist. Wie bei diesen ist ein deutlicher Blätterbruch vorhanden; sie sind aber doch weniger vollkommen spaltbar

als die Glimmer und die Spaltungsplättchen sind spröde und zerbrechen leicht. G. = 3,0—3,1, auch bis 3,5. H. = 4—5, manchmal etwas mehr, manchmal auch etwas weniger, aber stets erheblich härter als Glimmer. Die opt. M. L. stets nahezu auf der Hauptspaltungsfläche senkrecht.

Chemisch sind die Sprödglimmer von den Glimmern wesentlich verschieden, aber untereinander zeigen sie vielfache Ähnlichkeiten. Es sind H-haltige Alumosilikate, die sich durch einen geringen, in einzelnen Fällen sehr geringen SiO_2-Gehalt auszeichnen. Von den Glimmern unterscheiden sie sich außer durch diesen basischen Charakter dadurch, daß Alkalien vollständig fehlen, und daß dafür das jenen fremde CaO eine erhebliche Rolle spielt, zuweilen allerdings ersetzt durch MgO und FeO. Eines der hierher gehörigen Mineralien ist ein reines Kalktonerdesilikat (Margarit), die anderen sind isomorphe Mischungen verschiedener Grundverbindungen. Nach den speziellen Eigenschaften kann man drei Reihen unterscheiden. (Tschermak und Sipöcz, Zeitschr. f. Kryst. III, 1879, 496; Des Cloizeaux, Bull. soc. min. de France VII, 1884, 80.)

Margaritreihe.

Margarit (Kalkglimmer, Perlglimmer).

$H_2CaAl_4Si_2O_{12} = H_2O . CaO . 2Al_2O_3 . 2SiO_2$ mit 4,52 H_2O, 14,05 CaO, 51,29 Al_2O_3, 30,14 SiO_2; stets etwas Na_2O, häufig etwas MgO und F; H_2O entweicht beim Glühen. Krystalle selten, monoklin. Die Formen sehr ähnlich denen des Glimmers, mit einem vollkommenen Blätterbruch. Spaltungsplättchen spröde. H. = 4. G. = 2,8—3,1. Auch optisch ähnlich dem Glimmer. Starke Doppelbrechung. Die — M. L. fast normal zur Spaltungsfläche, um 6—8° nach hinten geneigt. Opt. Achsenebene senkrecht zur Symmetrieebene wie beim Muscovit (1. Art, Fig. 547), aber $\rho < v$. Achsenwinkel meist groß, zuweilen fast = 0°. Starker Perlmutterglanz; durchscheinend bis durchsichtig. Farblos, auch grau und rötlich. Fast unschmelzbar, aber v. d. L. sich aufblätternd. Von Säuren wenig angegriffen. Bildet meist blättrige Aggregate in den krystallinischen Schiefern. Im Chloritschiefer am Greiner im Zillertal (Tirol). (Hier auch mit Muscovit und Paragonit gemengt im Margarodit.) Im Glimmerschiefer an der Tokowoja bei Katharinenburg im Ural mit Smaragd, Phenakit etc. (*Diphanit*). Sehr verbreitet mit Korund als dessen Verwitterungsprodukt, so auf dem Smirgel von Naxos und Kleinasien (*Emerylith*) und bei Chester, Mass., (*Corundellit*); auf Korund in Pennsylvanien, sowie in Nord-Carolina (*Clingmanit*) etc.

Clintonitreihe.

Krystallsystem monoklin, wie Glimmer. — M. L. nahezu senkrecht zur Spaltungsfläche. G. = 3,0—3,1. Chemisch können die hierher gehörigen Mineralien als aus $H_4Ca_2Mg_8Si_6O_{24} = 2H_2O . 2CaO . 8MgO . 6SiO_2$ und aus $H_2CaMgAl_6O_{12} = H_2O . CaO . MgO . 3Al_2O_3$ gemischt angesehen werden.

Xanthophyllit. Aus den beiden oben genannten Verbindungen im ungefähren Verhältnis 5 : 8 gemischt. 16,3 SiO_2. Gelbe vollkommen spaltbare Plättchen, etwas verwittert, im Talkschiefer der Schischimskaja Gora bei Slatoust im Ural. Das frische Mineral, bouteillengrün, durchsichtig, ist im Chloritschiefer von Achmatowsk im Ural gefunden worden (Waluewit). Keine starke Doppelbrechung. — M. L. beinahe senkrecht zur Spaltungsfläche. Achsenebene ‖ zur Symmetrieebene (2. Art). Achsenwinkel beim W. = 17—32°; beim X. = 0—20°. Dispersion unmerklich oder $\rho < v$. Stark pleochroitisch. H. = 4—5. G. = 3,0—3,1. Unschmelzbar; von heißer HCl kaum angegriffen. (v. Kokscharow, Zeitschr. f. Kryst. II, 1878, 51.)

Brandisit (Disterrit). Obige Verbindungen im Verhältnis 3 : 4; ca. 19 % SiO_2. Monoklin; sechsseitige, vielfach verzwillingte, glimmerähnliche Tafeln, lauchgrün,

durch Verwitterung rötlich grau. Wenig durchsichtig. Opt. Achsenebene parallel der Symmetrieebene wie in Glimmern 2. Art (Fig. 548). — M. L. Starke Doppelbrechung. Achsenwinkel fast = 0° bis zu 30°. Zuweilen dichroitisch. G. = 3,01 bis 3,06. H. = 4½—5 auf der Basis, = 6—6½ am Rand. Unschmelzbar; von Säuren kaum angegriffen. Im Kontaktkalk mit Ceylanit, Augit etc. am Monzoni in Südtirol.

Clintonit (Seybertit, Chrysophan, Holmit, Holmesit). Die Grundverbindungen im Verhältnis 4 : 5 mit merklichem F-Gehalt; ebenfalls ca. 19 % SiO_2. Dicke sechsseitige kupferrote bis rötlichbraune und gelbe, sechsseitige Tafeln, wie der Brandisit, mit starkem Perlmutterglanz auf der Spaltungsfläche. Wenig durchsichtig, ziemlich starke Doppelbrechung. Achsenebene senkrecht zur Symmetrieebene wie in Glimmern 1. Art. — M. L. beinahe senkrecht zum Hauptblätterbruch. Achsenwinkel fast 0° bis zu 20°. G. = 3,15. H. = 4—5. Unschmelzbar. Von Säuren ohne Ausscheidung von SiO_2 zersetzt. Im serpentinführenden Kontaktkalk von Amity und Warwick in New-York mit Graphit, Spinell, Augit, Hornblende etc.

Chloritoidreihe.

Zusammensetzung: $H_2FeAl_2SiO_7 = H_2O \,.\, FeO \,.\, Al_2O_3 \,.\, SiO_2$ mit ca. 24 % SiO_2 und etwas MnO und MgO für FeO. Monoklin wie Glimmer. Schwache Doppelbrechung. Achsenebene parallel zur Symmetrieebene wie in Glimmern 2. Art. + M. L. ca. 12° gegen die Normale zur Spaltungsfläche geneigt. Achsenwinkel = 45° ca. Meist starker Dichroismus in charakteristischen Farben. (Grünlichgelb, blau und olivengrün.) G. = 3,4—3,55. H. = 6 und etwas darüber. Schwer schmelzbar zu magnetischer Perle. Meist nur von H_2SO_4 in feinem Pulver angegriffen. Vorkommen in krystallinischen und phyllitischen Schiefern. Die hierher gehörigen Mineralien sind nur in unwesentlichen Eigenschaften verschieden.

Chloritoid (Chloritspat). Schwärzlichgrün, in sechsseitigen Tafeln und schuppigen Aggregaten. H. = 6½. Spröde. Im Quarz bei Pregratten in Tirol; bei Kaisersberg in Steiermark; mit dem Smirgel in Kleinasien und mit Korund, Diaspor und Brauneisenstein im körnigen Kalk der Gegend von Katharinenburg im Ural. In größeren Massen im sächsischen Voigtlande und in Kanada, den Chloritoidschiefer bildend. Der *Salmit* von Viel-Salm in den Ardennen ist ein MnO-haltiger Chl. *Sismondin*, eisenärmer und magnesiareicher, ist der Chl. im Chloritschiefer etc. von St. Marcel in Piemont mit Glaukophan und ebenso bei Zermatt und im Val de Chisone in der Schweiz; mit demselben Namen sind auch Vorkommen auf der Insel St. Groix und an anderen Orten der Bretagne etc. benannt worden. *Masonit*, dunkelbläulichgrün im Chloritschiefer von Middletown in Rhode Island, *Newporthit* aus derselben Gegend, *Barytophyllit* von Kossoibrod im Ural und der *Phyllit* von Sterling, New-Jersey sind dasselbe.

Ottrelith. Ist vom Chloritoid ebenfalls nicht wesentlich verschieden. Bildet kleine grünlichgraue bis schwarzgrüne Täfelchen im Phyllit von Ottrez in den belgischen Ardennen; er ist stark MnO-haltig. Ähnlich bei Ebnat im Fichtelgebirge und in den Pyrenäen. Ein solcher von Vénasque in den Pyrenäen ist *Venasquit* genannt worden. Zum O. gehört auch der *Bliabergit* von Bliaberg, Wermland.

In die Nähe der Sprödglimmer werden zuweilen noch folgende Mineralien gestellt:

Astrophyllit. $(K, Na, H)_4 (Fe, Mn)_4 (Si, Ti)_5 O_{16}$ mit wenig ZrO_2, CaO und MgO. Bildet langstrahlige, gelbbraune, stark halbmetallisch glänzende rhombische Krystalle, die in einer Richtung vollkommen spaltbar sind und sehr spröde, zerbrechliche Spaltungsplättchen liefern. Durchscheinend, deutlich pleochroitisch. G. = 3,3 bis 3,4. H. = 3½. Leicht zu schwarzer Perle schmelzbar. In einzelnen Krystallen

und oft radialstrahligen Aggregaten in dem Eläolithsyenit des Langesundfjords im südl. Norwegen, von El Paso Co. in Colorado und von Kangerdluarsuk in Grönland.

Pyrosmalith. $H_7(Fe, Mn)_8Si_4O_{18}Cl$. Dicke, hexagonale Prismen mit der Basis, zuweilen rhomboedrische Formen. $a : c = 1 : 0{,}5307$. Nach der Basis vollkommen spaltbar. Spröde. H. = 4—4½. G. = 3,1—3,2. Braun bis olivengrün, durchscheinend, fettiger bis halbmetallischer Glanz. Krystalle und körnige Aggregate auf den Magneteisenerzlagerstätten von Nordmarken (Wermland) und Dannemora in Schweden. Der rosenrote *Friedelit* von Adervielle in den Pyrenäen und von Pajsberg in Wermland mit anderen Manganerzen ist ein *Fe*-freier oder -armer Manganpyrosmalith. Dem Pyrosmalith stehen chemisch sehr nahe, sind aber frei von *Cl* der *Ekmanit* von Grythyttan in Schweden und der *Karyopilit*, ein Umwandlungsprodukt des Rhodonit in Wermland.

Gruppe des Chlorits.

Die zur Chloritgruppe gehörigen Mineralien sind in mancher Beziehung denen der Glimmergruppe ähnlich, zeigen aber auch charakteristische Verschiedenheiten. Die Ähnlichkeit liegt in der Hauptsache in der Krystallform und den physikalischen Eigenschaften, die Unterschiede beruhen im wesentlichen auf der chemischen Zusammensetzung.

Krystallformen sind allerdings nur bei wenigen Chloritarten vollkommen ausgebildet; die meisten bilden derbe, meist blättrige und schuppige bis dichte und erdige Aggregate. Die Symmetrie ist die des monoklinen Systems, z. T. mit ausgesprochen monosymmetrischer Flächengruppierung, z. T. mit pseudohexagonaler oder -rhomboedrischer Ausbildung, wie wir es auch beim Glimmer gesehen haben. Mit den Krystallen des Glimmers stimmen die des Chlorits außer in der Flächenanordnung auch in den Winkeln so nahe überein, wie es sonst nur bei isomorphen Substanzen der Fall zu sein pflegt, so daß man beide auf annähernd dasselbe Achsensystem beziehen könnte (vergl. Klinochlor, pag. 718). Diese Übereinstimmung spricht sich noch weiter aus in der Zwillingsbildung, sowie in der nicht seltenen Parallelverwachsung von Glimmer und Chlorit und in den Verhältnissen der Kohäsion. Auch im Chlorit ist ein vollkommener Blätterbruch vorhanden, der dünne, meist biegsame Spaltungsplättchen liefert. Diese sind aber im Unterschied zum Glimmer nicht elastisch, sondern gemein biegsam. Durch die Körnerprobe lassen sich auf ihnen dieselben Schlag- und Druckfiguren herstellen, wie dort. Ebenso ist die geringe Härte übereinstimmend, sie ist aber beim Chlorit z. T. noch niedriger und sinkt bis zu H. = 1. In den optischen Eigenschaften ist ebenfalls keine wesentliche Differenz. Die Mittellinie steht auch beim Chlorit nahezu auf der Hauptspaltungsfläche senkrecht, so daß die Spaltungsplättchen Interferenzbilder liefern. Im übrigen ist das optische Verhalten wechselnd, der Cha-

rakter der Doppelbrechung ist bald +, bald —, der Achsenwinkel bald groß und bald klein, beides zuweilen auf derselben Platte. Stets ist aber im Unterschied zum Glimmer die Doppelbrechung gering, aber, übereinstimmend mit dessen stark gefärbten Arten, der Pleochroismus sehr kräftig. Die Hauptfarbe ist dunkelgrün, nur selten trifft man gelb oder rot. Das Grün geht aber nicht wie bei dem ähnlich gefärbten Glimmer ins Braun, sondern ins Grau oder ins Blau (entenblau).

Chemisch sind die Chlorite H_2O-haltige, aber im Gegensatz zum Glimmer alkali- und auch CaO-freie, basische Magnesia-Tonerde-Silikate, in denen vielfach MgO und Al_2O_3 teilweise durch die entsprechenden Oxyde des Eisens ersetzt, oder auch von diesen beinahe vollständig vertreten werden. Auch Cr_2O_3 ist zuweilen vorhanden. H_2O entweicht bei Glühhitze und zwar in weit größerer Menge, als beim Glimmer. Die Zusammensetzung ist schwankend. Einen Teil der Chlorite und zwar gerade die wichtigsten und verbreitetsten, kann man als isomorphe Mischungen zweier bestimmter Grundverbindungen betrachten. Es sind die *Orthochlorite*, die sich voneinander wesentlich nur durch das Mischungsverhältnis unterscheiden. Ihnen sind die anderen, die *Leptochlorite*, zwar chemisch ähnlich, lassen sich aber nicht in derselben Weise aus jenen beiden Grundverbindungen ableiten.

Alle Chlorite sind schwer unter Aufblättern schmelzbar, die eisenreichen leichter als die anderen. Von Säuren werden sie nur zum Teil leicht zersetzt. Vielfach sind es sekundäre Bildungen, die durch Zersetzung tonerdehaltiger Mineralien, besonders der Augite und Hornblenden, sowie des Biotits entstanden sind. Man findet daher auch vielfach Pseudomorphosen des Chlorits nach den genannten, sowie nach Granat, Vesuvian, Feldspat, Turmalin, Axinit etc. Manche Gesteine sind durch sekundär gebildeten Chlorit grün gefärbt, so vor allem die Diabase, die daher auch Grünsteine heißen; nicht selten ist in ihnen aller Augit in Chlorit übergegangen. Ihre Hauptverbreitung haben aber die Chlorite in den krystallinischen Schiefern, in denen sie vielfach als Chloritschiefer eine große Rolle spielen. In Eruptivgesteinen ist ursprünglicher Chlorit noch nie beobachtet worden.

(Tschermak, Sitzgsber. Wien. Akad. Bd. 99, pag. 174 und Bd. 100, pag. 29.)

Orthochlorite.

Sie enthalten die gleichen Bestandteile aber in etwas wechselnden Mengen. Man kann sie nach G. Tschermak ansehen als isomorphe Mischungen eines Silikats, das ganz dem später zu betrachtenden Mineral Serpentin entspricht, aber im reinen Zustand in der Form des Chlorits nicht mit Sicherheit bekannt ist (vergl. Antigorit

pag. 730) und einem anderen, das in dem Amesit, einem seltenen Glied der Chloritgruppe, in ziemlicher Reinheit vorliegt. Diese beiden Grundverbindungen werden gewöhnlich als das *Sp*- und das *At*-Silikat bezeichnet; die Orthochlorite wären danach durch die allgemeine Formel $mSp + nAt$ oder $Sp_m At_n$ chemisch dargestellt. Die Grundverbindungen selbst sind

$Sp = H_4Mg_3Si_2O_9 = 2H_2O \,.\, 3MgO \,.\, 2SiO_2$;

$At = H_4Mg_2Al_2SiO_9 = 2H_2O \,.\, 2MgO \,.\, Al_2O_3 \,.\, SiO_2$

und zwar enthält:

Sp: 13,04 H_2O, 43,48 MgO, 43,48 SiO_2; und

At: 12,95 H_2O, 28,78 MgO, 36,69 Al_2O_3, 21,58 SiO_2.

Beide sind atomistisch gleichartig, denn man kann schreiben:

$Sp: H_4Mg_2MgSiSiO_9$ und $At: H_4Mg_2AlAlSiO_9$.

Die Oxyde des Eisens treten in der bekannten Weise für MgO und Al_2O_3 ein. Die Formeln erfordern, daß mit wachsendem SiO_2-Gehalt auch MgO zunehmen und gleichzeitig Al_2O_3 abnehmen muß, wie die Analysen in der Tat ergeben. H_2O entweicht beim Glühen. Die Orthochlorite werden von verdünnten Säuren wenig angegriffen, aber von konzentrierten zersetzt. V. d. L. fast unschmelzbar. Schwache Doppelbrechung. Stark pleochroitisch. Fast nur unter den Orthochloriten kommen deutlich ausgebildete Krystalle vor, für die das oben schon Erwähnte gilt. Je nach dem Verhältnis der Mischung, die vom reinen Amesit bis zu einer solchen geht, die ca. 60% *Sp* enthält, sind die physikalischen Eigenschaften, und namentlich auch die speziellen Krystallisationsverhältnisse verschieden und die Ausbildung ist mehr rhomboedrisch oder mehr ausgesprochen monoklin. Die Orthochlorite sind es hauptsächlich, die, meist als schuppig-blättrige Aggregate, die Chloritschiefer zusammensetzen, doch finden sie sich auch vielfach sekundär gebildet, als Umwandlungsprodukte von Hornblende, Augit, Feldspat, Granat etc.

Wir betrachten die einzelnen hierhergehörigen Mineralien in der Reihenfolge vom kieselsäurereichsten bis zu dem mit dem geringsten SiO_2-Gehalt. Es sind die folgenden:

Pennin: Sp_3At_2 bis $SpAt$;
Klinochlor: $SpAt$ bis Sp_2At_3;
Prochlorit: Sp_2At_3 bis Sp_3At_7;
Korundophilit: Sp_3At_7 bis $SpAt_4$;
Amesit: $SpAt_4$ bis At.

Pennin.

Er ist der SiO_2-reichste Chlorit. Die Zusammensetzung schwankt zwischen Sp_3At_2 und $SpAt$. Meist nähert sie sich der ersteren Formel,

die 13,0 H_2O, 37,7 MgO, 14,6 Al_2O_3 und 34,7 SiO_2 erfordert. Bis gegen 5% Fe_2O_3 und bis 28% FeO, beides aber meist weniger.

Die Krystalle haben einen durchaus rhomboedrischen Habitus und wurden früher auch für rhomboedrisch gehalten. Es sind stets spitze Rhomboeder, deren Endecke durch die vollkommen spaltbare Basis $c = 0R$ (0001) mehr oder weniger stark abgestumpft wird. Häufig ist $R = R$ $(10\bar{1}1)$, wo $R/R = 65^\circ\ 28'$ (E. K.) oder $= 114^\circ\ 32'$ (S. K.) und $R/c = 103^\circ\ 55'$ (Fig. 561), das nicht selten Zwillinge nach der Basis bildet (Fig. 562). Nicht ungewöhnlich sind auch die noch spitzeren Rhomboeder $3R$ $(30\bar{3}1)$ (Fig. 562a). Seltener ist das hexagonale Prisma 2. Stellung, das die Seitenkanten der Rhomboeder abstumpft. Diese rhomboedrischen Formen werden jetzt als mimetische, und zwar als Zwillingsverwachsungen sehr dünner monokliner Indivi-

Fig. 561. Fig. 562. Fig. 562 a. Fig. 562 b.

duen von der Form des Glimmers (Fig. 559) oder des Klinochlors (Fig. 563) nach dem beim Glimmer beschriebenen Gesetze betrachtet. Diese Individuen sind begrenzt, von dem Prisma $v = -\frac{3}{2}P3$ (132) und der hinteren Schiefendfläche $i = P\infty$ $(\bar{1}01)$ des Klinochlors (Fig. 563), entsprechend den Flächen z und r beim Glimmer (Fig. 559). v und i machen miteinander die beinahe gleichen Winkel: $v/v = 114^\circ\ 3'$ und $v/i = 113^\circ\ 57'$, und schneiden die vollkommen spaltbare Basis P ($= c$ des Pennin) unter den Winkeln: $P/v = 104^\circ\ 23'$ und $P/i = 103^\circ\ 55'$, die gleichfalls kaum voneinander verschieden sind. Die Flächen v und i bilden somit zusammen eine fast vollkommen rhomboedrische Form, die mit abgestumpfter Endecke in Fig. 562b dargestellt ist (wo aber zunächst die Buchstaben v und i der Schicht II für die ganzen Flächen zu gelten haben). Diese Form ist von dem Rhomboeder R des Pennins kaum verschieden. Die entsprechenden Winkel sind ja hier: $R/R = 114^\circ\ 32'$ (S. K.) und $R/c = 103^\circ\ 55'$; die kleinen Diffe-

renzen sind z. T. Folge der chemischen Verschiedenheit des Pennins und des Klinochlors. Individuen von dieser Gestalt sind nun nach dem Glimmergesetz zwillingsartig verbunden (Fig. 562[b]) und zwar liegen sie, einen Drilling bildend, in den drei möglichen unter sehr nahe 120° gegeneinander verdrehten Stellungen I, II, III nicht neben, sondern regelmäßig abwechselnd in vielfach wiederholter Folge mit der Basis übereinander. Die beinahe gleichwinklig sechsseitigen durch die Schnitte von *v* und *i* auf der Basis *c* gebildeten Umrisse decken sich dann fast genau und die Flächen *v* und *i* der übereinander liegenden Individuen fallen sehr nahe in ein Niveau. Sind die einzelnen Individuen sehr dünne Plättchen, so muß auf diese Weise eine mimetisch-rhomboedrische Form entstehen, wie sie der Pennin in Fig. 561 tatsächlich zeigt, und entsprechend, aber mit anderen Flächen als *v* und *i*, ist auch das steilere Rhomboeder $3R$ (Fig. 562[a]) aufzufassen. Auf eine derartige Verwachsung dünner Plättchen nach der Basis weist auch die horizontale Streifung der Rhomboederflächen des Pennins hin.

Nach der Basis, wie erwähnt, vollkommen spaltbar. Milde. H. $= 2\frac{1}{2}$. G. $= 2{,}6—2{,}8$. Auf der Basis perlmutterglänzend, aber meist matt. Durchsichtig bis durchscheinend; bläulichgrün und ausgezeichnet pleochroitisch: Basisfarbe grün, senkrecht zur Achse (Prismenfarbe) braunrot. Auf den Spaltungsplatten sieht man meist einachsige Interferenzbilder, die Achse senkrecht zur Platte. Dies ist wie die rhomboedrische Form durch regelmäßige Übereinanderlagerung dünner monokliner, also zweiachsiger Plättchen von der Beschaffenheit des Klinochlors in der oben beschriebenen Drillingsstellung zu erklären (257). (Vergl. C. Klein, Sitzgsber. Berlin. Akad. 1894, 723). Zuweilen indessen auch deutlich zweiachsig mit kleinem Achsenwinkel, was bei Annahme rhomboedrischer Krystallisation eine optische Anomalie bedeuten würde. D. Br. sehr schwach, bald +, bald —, manchmal beides auf derselben Platte. + Platten werden beim Erwärmen —, — Platten bleiben —. V. d. L. unter Aufblättern zu einem gelblichen Email schmelzbar. In HCl unter Abscheidung flockiger Kieselsäure zersetzt.

Bildet meist Krystalle obiger Formen, stets aufgewachsen und zu Drusen vereinigt, in denen nicht selten alle Individuen parallel stehen. Auf Klüften von Chloritschiefer und anderen krystallinischen Schiefern, so besonders am Findelengletscher, an der Rymfischwäng, auch am Gorner Grat bei Zermatt, sowie im Binnental in Oberwallis in der Schweiz, im Alatal in Piemont und im Zillertal in Tirol. In den Chloritschiefern fehlt er nicht und häuft sich lokal an (Penninschiefer), spielt aber im ganzen hier eine weit geringere Rolle, als andere Chlorite, z. B. Klinochlor.

Der *Tabergit*, entenblau (bläulichgrün); blättrige Aggregate aus den Magnet-

eisenlagerstätten vom Taberg in Wermland, scheint ein Gemenge von Pennin und Phlogopit zu sein.

Dichter Pennin ist der grünliche, serpentinähnliche *Pseudophit* vom Berge Zdiar bei Aloisthal in Mähren, das Muttergestein des dortigen Enstatits, und das ähnliche Mineral von Markirch in den Vogesen im körnigen Kalk, das durch Umwandlung von Feldspat entstanden ist. Auch der *Pyknotrop* im Serpentin von Waldheim in Sachsen ist ein Umwandlungsprodukt von Feldspat, in dem Pennin mit Muscovit gemengt zu sein scheint. Ein chloritisches Umwandlungsprodukt von Hornblende, deren Form oft erhalten blieb, ist *Loganit* genannt worden.

Außerdem gehören zum Pennin den wesentlichen Eigenschaften nach: der karmoisinrote, ins Bläuliche spielende *Kämmererit*, mit 5% Cr_2O_3, sechsseitige Tafeln, optisch einachsig, auch blättrige Aggregate, auf Chromeisenstein mit Uwarowit bei Bissersk im Ural, sowie bei Texas in Pennsylvanien (*Chromchlorit* oder ***Rhodophyllit***), auch auf den Shetlandsinseln, bei Kraubat in Steiermark und bei Schwarzenberg am Zobten in Schlesien. Zuweilen mit einem Kern von Pennin parallel verwachsen. Dichter K. ist der rote *Rhodochrom* von Bissersk und Kyschtimsk am Ural und von der Insel Tinos.

Klinochlor (Chlorit G. Rose, Ripidolith v. Kobell).

Die chemische Zusammensetzung schwankt zwischen $SpAt$ und Sp_2At_3. Häufig findet man das letztere Verhältnis, entsprechend: 12,9 H_2O, 34,8 MgO, 22,0 Al_2O_3 und 30,3 SiO_2; bis 6% Fe_2O_3 und 17% FeO.

Monoklin (Fig. 563), auch im Habitus, doch sind die Formen zuweilen auch scheinbar hexagonal (Fig. 564). Die Krystalle zeigen eine gewisse Formähnlichkeit mit Pennin, und ebenso mit dem Glimmer vom Vesuv (vergl. Fig. 559), doch sind die Winkel des letzteren etwas verschieden. Die Kombinationen sind oft sehr flächenreich (Fig. 563).

Fig. 563.

Fig. 564.

$M = -\frac{1}{2}P$ (112), $M/M = 125^0\ 37'$. $P = 0P$ (001); $M/P = 113^0\ 57'$. $o = P$ ($\bar{1}11$); $o/o = 121^0\ 28'$; $o/P = 102^0\ 7'$. $n = \frac{2}{5}P$ ($\bar{2}25$); $n/P = 118^0\ 32'$. $i =$ Ꝑ∞ ($\bar{1}01$); $v = -\frac{3}{2}$Ꝑ3 (132); $i/P = 103^0\ 55'$ und $v/P = 104^0\ 23'$ (die Flächen i und v liegen sehr nahe wie die Flächen des Rhomboeders R am Pennin, wo R/c, den beiden Winkeln i/P und v/P entsprechend, $= 103^0\ 55'$). $h = \infty$Ꝑ∞ (010). $t = \frac{4}{3}$Ꝑ∞ (043); $t/P = 108^0\ 14'$. $s = \frac{4}{3}$Ꝑ3 ($\bar{1}34$); $s/P = 116^0\ 45'$. $a : b : c = 0{,}5773 : 1 : 2{,}2771$; $\beta = 90^0\ 20'$ sehr nahe wie beim Glimmer (pag. 703). (v. Kokscharow, Materialien. Bd. II.) Mit P geht der Hauptblätterbruch parallel. Drillinge, bei welchen der Hauptblätterbruch durch alle Individuen ununterbrochen hindurchgeht, also ähnlich gebildet wie beim Glimmer, sind häufig (Fig. 564, vergl. Fig. 557); die federartige Streifung auf P deutet die Zwillingsbildung und die Zwillingsgrenzen an.

Die opt. A. E. ist meist parallel, teilweise auch senkrecht zur

Sym. Eb., also teils 2., teils 1. Art, wie beim Magnesiaglimmer; + M. L. stets in der Sym. Eb., 6—8° gegen die Normale zu *P* geneigt. Achsenwinkel $2E$ zwischen 10° und 86° schwankend. Bläulich- bis schwarzgrün. Pleochroismus ähnlich wie beim Pennin. Durchsichtig in dünnen Platten, bis durchscheinend. Auf *P* perlmutterglänzend. G. = 2,55—2,78. H. = 2. Milde, viel mehr als der Glimmer, von dem er sich außer durch die Zusammensetzung etc. auch durch die gemeine Biegsamkeit der Spaltungsplättchen unterscheidet. Schmilzt schwer zu graulichgelber Perle. Wird von Schwefelsäure zersetzt. Zuweilen mit Biotit parallel verwachsen.

Der Klinochlor hat seine Hauptverbreitung im Chloritschiefer, den er in der Hauptsache zusammensetzt. Blättriger Klinochlor bei Traversella in Piemont, bei Arendal, Markt Leugast im Fichtelgebirge. Deutliche Krystalle, oft sehr glänzend, auf Klüften der krystallinischen Schiefer, besonders des Chloritschiefers, häufig in Begleitung von Granat (Hessonit) und Diopsid, besonders schön bei Achmatowsk im Ural, ferner auf der Mussaalp im Alatal in Piemont, am Schwarzenstein im Zillertal, sowie im Pfitschtal und bei Pfunders in Tirol, bei Zermatt im Kanton Wallis etc. Große Krystalle bei West-Chester und Unionville in Pennsylvanien. Da und dort auf Quarz und anderen Mineralien wurmartig gekrümmte Formen von geringer Größe zahlreich nebeneinander, sog. *Helminth*; häufiger finden sich aber derartige Bildungen beim Prochlorit.

Der gelbliche oder grünliche *Leuchtenbergit*, hexagonale Tafeln oder schalige Aggregate von den Schischimskschen Bergen im Ural, ist ein beinahe eisenfreier Klinochlor. Der rote, chromhaltige *Kotschubeyit* aus den Goldseifen von Karkadinsk im südlichen Ural steht seiner Zusammensetzung nach zwischen Pennin und Klinochlor. Der *Pyrosklerit* von Elba, ein Zersetzungsprodukt von Diallag, gehört wohl ebenfalls hierher.

Prochlorit (Chlorit A. G. Werner. Ripidolith G. Rose).

Die Zusammensetzung ist zwischen den Grenzen von Sp_2At_3 und Sp_3At_7 und entspricht häufig der Formel $SpAt_2$. Der Eisengehalt ist durchgängig beträchtlich. Unter der Voraussetzung gleicher Moleküle MgO und FeO entspricht sie: 11,4 H_2O; 14,9 MgO; 26,6 FeO; 21,6 Al_2O_3; 25,5 SiO_2.

Deutliche Krystalle selten, sie sind stets klein, haben einen hexagonalen Habitus und bilden gewöhnlich dünne Schüppchen oder kleine, lange und dünne, sechsseitige Prismen, die wurmförmig gekrümmt sind und den größten Teil des *Helminth* bilden (siehe bei Klinochlor); zuweilen sind auch sechsseitige Plättchen und Täfelchen kammförmig verwachsen. Derartige Gruppen mit einem geringen Eisengehalt sind *Lophoit* genannt worden. Wenig glänzend. Die Farbe ist lauchgrün bis schwärzlichgrün; der Strich etwas heller grün. Dichroitisch und schwach

doppeltbrechend. Die Durchsichtigkeit ist aber so gering, so daß es noch nicht gelungen ist, die optischen Eigenschaften mit Sicherheit zu ermitteln. In einer Richtung ein vollkommener Blätterbruch. Milde und sehr weich; H. = 1, biegsam. G. = 2,78—2,95. Nicht leicht schmelzbar zu schwarzem Email. Von konzentrierter Schwefelsäure zersetzt.

Findet sich hauptsächlich im Hochgebirge der Alpen. Die gekrümmten sechsseitigen Säulchen und krystallisierten Körnchen des Helminths sind neben feinen Schüppchen des Prochlorits vielfach den dortigen Quarz-, Feldspat-, Titanit- etc. Krystallen auf- und eingewachsen und erfüllen in Form eines feinerdigen Staubes nicht selten diese Mineralien im Innern so vollständig, daß sie ganz dunkelgrün gefärbt erscheinen. Am verbreitetsten sind lockere, schuppige oder körnige und erdige Aggregate, zuweilen stenglig abgesondert, nesterweise in krystallinischen Schiefern, wie in Gneißen, Chloritschiefern etc. sowie in Tonschiefern, und ebenso im Granit, Serpentin und ähnlichen Gesteinen, auch sind Klüfte in ihnen zuweilen mit solchen Prochloritmassen erfüllt. Geringere Mengen in derselben Weise auf Erzlagerstätten, z. B. in Cornwall, bei Arendal in Norwegen, Sala in Schweden etc. Als Gemengteil der Chloritschiefer tritt der Prochlorit hinter dem Klinochlor stark zurück. Nicht selten in Form anderer Mineralien als Pseudomorphose, so nach Augit, Hornblende, Granat, Kalkspat, vielleicht auch nach Quarz und Feldspat.

Ein eisenreicher Prochlorit von St. Gotthard ist *Onkoit* genannt worden. Ein ebensolcher aus den Phylliten des ostbayrischen Grenzgebirges ist der *Phyllochlorit*. *Pattersonit* ist ein Prochlorit von Unionville in Pennsylvanien. Ein dichter Pr. ist der grünliche *Grochauit*, das Muttergestein des Magnochromit genannten Chromeisensteins von Grochau bei Frankenstein in Schlesien. *Allophit*, graulichgrün, matt, im Strich glänzend, von serpentinähnlichem Aussehen, in kleinen Partien in dem dem Gneiß eingelagerten Kalk von Langenbielau in Schlesien.

Korundophilit. Sp_3At_7 bis $SpAt_4$, namentlich das letztere Mischungsverhältnis, mit 23,84 SiO_2, ein Drittel des MgO durch FeO ersetzt. Dunkelgrau, ähnlich dem Klinochlor. West-Chester in Pennsylvanien und Ashville in Nordkarolina, immer mit Korund.

Amesit.

Die reine Amesitsubstanz bis zur Beimischung von Sp im Verhältnis $SpAt_4$. Der eigentliche A. von West-Chester in Pennsylvanien enthält 21,4 SiO_2. Er ist der SiO_2-ärmste Orthochlorit, und auch bei ihm ist MgO etwa zum dritten Teil durch FeO vertreten. Er bildet talkähnliche, hell apfelgrüne, sechsseitige, fast einachsige Krystalle oder derbe blättrige Aggregate auf rötlichem Diaspor. G. = 2,71. Fast unschmelzbar.

Leptochlorite.

Meist sehr basische Magnesia-Tonerde-Silikate von grüner oder schwarzer Farbe, in denen MgO gewöhnlich zum größten Teil oder auch wohl ganz durch FeO, Al_2O_3 durch Fe_2O_3 vertreten ist. Hierher gehören mit die SiO_2-ärmsten Silikate, die man kennt. In ihrer chemischen Zusammensetzung und ihren sonstigen Eigenschaften

haben sie manche Ähnlichkeit mit den Orthochloriten, können aber nicht mehr als isomorphe Mischungen der beiden dort genannten Silikate allein betrachtet werden. Wenn man sie in dieser Weise darstellen will, muß man noch andere Grundverbindungen zu Hilfe nehmen, doch ist ihre empirische Zusammensetzung vielfach schwankend und noch zu wenig sicher bekannt. Es sind wohl auch vielfach Gemenge, so daß hier von strengen Gesetzmäßigkeiten keine Rede sein kann. Dies sieht man auch daraus, daß sie (mit Ausnahme des Cronstedtits) niemals deutliche Krystalle, sondern nur derbe bis dichte, meist schuppige und erdigkörnige, selten fasrige Aggregate manchmal mit kleintraubiger Oberfläche darstellen. Sie sind fast ohne Ausnahme Zersetzungsprodukte anderer Mineralien, besonders von Augit, Hornblende und Biotit. Vielfach ist ihr Vorkommen ein spärliches; gewisse hierher gehörige Mineralien treten aber auch massenhaft auf, und einige stark eisenhaltige unter ihnen bilden wichtige Eisenerze.

Ein Teil der Leptochlorite ist mit einigen Orthochloriten unter dem Namen der *Protochlorite* zusammengefaßt worden.

Cronstedtit.

$H_8Fe^{II}_4Fe^{III}_4Si_3O_{20}$; die Analysen stimmen aber sehr wenig überein und geben: $17^1/_2$—22 SiO_2; 30—43 Fe_2O_3; 25—38 FeO, daneben 4—5 MgO und zuweilen etwas MnO, 8—11 H_2O. Al_2O_3 fehlt. Kleine, spitze, rhomboedrische Krystalle mit basischer Spaltbarkeit, nicht selten Zwillinge nach der Basis in verschiedener Ausbildung; auch derbe, kleintraubige, innen radialstenglige, -fasrige und -blättrige Aggregate. Dünne Spaltungsplättchen etwas biegsam. Grünlichschwarz mit dunkelgrünem Strich; stark glänzend; fast undurchsichtig. H. = $2^1/_2$. G. = 3,3—3,5. Zu schwarzer, magnetischer Schlacke schmelzbar. Mit Säuren gelatinierend. Auf den Erzgängen von Příbram und Kuttenberg in Böhmen und von Lostwithiel in Cornwall, hier auf Schwefelkies; Conghonas do Campo in Brasilien (*Sideroschisolith*).

Stilpnomelan.

Durch schwarze Farbe, starken Glanz und vollkommene Spaltbarkeit dem Cronstedtit ähnlich, mit dem zusammen er auch als *Melanglimmer* bezeichnet wurde. Bildet derbe, blättrige, spröde Aggregate. Auch in dünnen Schichten fast undurchsichtig, aber stark pleochroitisch. Grüner Strich. Chemisch von C. wesentlich verschieden; Al_2O_3 statt Fe_2O_3 und mehr SiO_2 (44—46 SiO_2, 5—8 Al_2O_3, 34—38 FeO, 1—3 MgO, wenig CaO, 7—9 H_2O). H. = 3—4. G. = 2,8—3,0. Mit Kalkspat bei Obergrund unweit Zuckmantel in Österr.-Schlesien, bei Weilburg a. Lahn und in größeren Massen bei Nordmark in Wermland, Schweden, wo er als Eisenerz gewonnen wird. Von St. ist nicht wesentlich verschieden der *Chalcodit* von Antwerp in New-York, kleine radialfasrige Halbkugeln mit sammetartigem Glanz auf der Oberfläche oder Rosetten von schwarzer bis gelbbrauner Farbe.

Daphnit. Ein sehr basisches Eisenoxydul-Tonerde-Silikat mit sehr wenig MgO und ohne Eisenoxyd ($23^1/_2$% SiO_2, 39 FeO etc.). Konzentrisch-schalige und radialblättrige traubige, auch dichte, kleinkugelige Aggregate von grüner Farbe. Weich und mild. G. = 3,172. Überzüge auf Arsenkies und Quarz bei Pensance in Cornwall

Chamoisit (Chamosit, Berthierin, Bavalit).

Ist ähnlich zusammengesetzt (23—29 SiO_2, $36^1/_2$—42 FeO etc.). Es wird die Formel: $H_6(Fe, Mg)_3Al_2Si_2O_{13}$ angegeben. Grün ins Graue oder Schwarze, auch bläulich; erdig bis oolithisch; stets stark mit Magneteisen, Eisenspat, Brauneisenerz etc. gemengt. Mit HCl gelatinierend. Bei Chamoison im Kanton Wallis schichtenförmig der mittleren Juraformation eingelagert, im obersten braunen Jura zwischen den Windgällen in der Schweiz, hier als Eisenerz bergmännisch gewonnen. Ebenso im unteren braunen Jura in Luxemburg und Lothringen, wo er einen Bestandteil der

dortigen oolithischen Eisenerze (Minette) bildet, z. B. bei Hayingen unweit **Metz** (*Berthierin*). Ganz ähnlich in den dem Silur angehörigen oolithischen Eisenerzen von Schmiedefeld bei Saalfeld in Thüringen, und gleichaltrig das ähnliche Vorkommen von Nutschitz etc. bei Prag in Böhmen. Auch andere weniger wichtige Fundorte werden noch angegeben. Als Eisenerz nicht unwichtig; z. T. mit kleinen Brauneisensteinnieren durchsetzt.

Metachlorit enthält auch etwas Fe_2O_3; 24 SiO_2; 38—40 FeO etc. Ist ein dunkelgrünes, durch Verwitterung braunes, blättrig-stenglige Platten bildendes chloritähnliches Mineral; mit Kalkspat in dem Schalstein vom Büchenberg bei Elbingerode im Harz. G. = 3,173. H. = 2—3. Mit Säuren gelatinierend. Ähnlich der *Brunsvigit* aus dem Gabbro des Radautals bei Harzburg.

Delessit (Eisenchlorit, Grünerde z. T. (siehe Seladonit)).

Basisches Silikat, wie die vorhergehenden, aber MgO überwiegt über FeO und neben viel Al_2O_3 ist eine gewisse Menge Fe_2O_3 vorhanden. Man schreibt zuweilen die Formel: $H_{10}(Mg, Fe)_4 (Al, Fe)_4 Si_4O_{23}$; 29—32½ SiO_2, 12—20 MgO, 4—18 FeO etc. Dunkelgrüne, dichte bis erdige Massen von fasriger oder schuppiger, meist divergentstrahliger Struktur. Überzieht in Mandelsteinen die Wände der Hohlräume und erfüllt solche wohl auch ganz. In dieser Weise außerordentlich verbreitet (Oberstein a. Nahe, Zwickau in Sachsen, Schlesien, Böhmen, Thüringer Wald, Schottland, Fassatal in Tirol etc.) Er gleicht sehr dem z. T. ähnlich vorkommenden Seladonit mit glimmerartiger Zusammensetzung, von dem er durch bloßes Ansehen kaum zu unterscheiden ist. Pleochroitisch. H. = 2—3. G. = 2,6—2,9. Von Säuren leicht zersetzt. Von ähnlicher Zusammensetzung und Beschaffenheit ist der *Chloropit*, der den Diabasen ihre grüne Färbung verleiht (Grünsteine). Der *Diabantit* (Diabantachronnyn), ebenfalls grün und erdig, in den Diabasen des Vogtlandes und Frankenwaldes. Ferner schließt sich hier an der grüne, radialfasrige *Grängesit* auf der Magneteisenlagerstätte von Grängesberg in Dalekarlien (Schweden), pseudomorph nach Augit.

Klementit. Al_2O_3 überwiegt über Fe_2O_3, FeO über MgO (24 SiO_2, 17 Al_2O_3, 4 Fe_2O_3, 3—4 MgO, 38—40 FeO etc.). Bildet schuppige Aggregate, zuweilen sechsseitiger, opt. zweiachsiger Blättchen. Dunkelgrün. G. = 2,835. Von HCl teilweise zersetzbar. Auf Quarzadern im Schiefer bei Viel-Salm in Belgien.

Thuringit (Owenit).

Ebenfalls Al_2O_3- und FeO-reich (20—23½ SiO_2, 15½—25 Al_2O_3, 20—38½ FeO, 1—6 MgO etc.). Man gibt zuweilen die Formel: $H_{18}Fe_8(Al, Fe)_8Si_6O_{41}$. Dunkelgrüne, kleinkörnige bis feinschuppige, dichte Massen; stark pleochroitisch. Leicht zu schwarzer, magnetischer Perle schmelzbar. Von HCl leicht zersetzt. H. = 2—2½. G. = 3,2. Der Thuringit bildet 1½ Meter mächtige Lager im untersilurischen Tonschiefer bei Schmiedefeld und an anderen Orten in Thüringen und ähnlich im Fichtelgebirge, sowie linsenförmige Partien in einem gneißartigen Gestein am Zirmsee in Kärnten. In metamorphischen Gesteinen bei Harpers Ferry am Potomac (*Owenit*).

Euralit ist MgO-reicher: $H_{10}(Mg, Fe)_9 (Al, Fe)_4 Si_7O_{37}$ mit 18 MgO. Dunkelgrün, radialstrahlig-dicht. H. = 2—3. G. = 2,62. Auf Klüften im Olivindiabas im Eura-Distrikt im südöstlichen Finnland.

Epichlorit. Dünnstengliche bis fasrige, asbestähnliche, grüne, fettglänzende Aggregate mit geraden oder krummen Zusammensetzungsstücken auf Klüften im Serpentin des Radautales bei Harzburg. SiO_2-Gehalt hoch. (41 SiO_2), MgO überwiegt aber FeO. Ein ähnliches Mineral in den Diabasen des Voigtlandes und Frankenwaldes. Bei Longban in Schweden als Pseudomorphose nach Chlorit.

Aphrosiderit. $H_{10}Fe_6(Al, Fe)_4Si_4O_{28}$; fast keine MgO, Al_2O_3 über Fe_2O_3 überwiegend; 24—27 SiO_2. Dunkelgrüne, feinschuppig-dichte Aggregate. H. = 1. G. = 2,8. Nur schwer schmelzbar. Von kalter HCl zersetzt. Bei Weilburg in Nassau auf Roteisensteingruben und zwischen Kalkspat und Quarz im Diabas. Bei Striegau und Königshain in Schlesien auf Drusen im Granit. Als Pseudomorphose nach Granat im Chloritschiefer am Oberen See, Nordamerika. Nahe verwandt ist der

Strigovit. $H_4(Fe, Mn)_2(Al, Fe)_2Si_2O_{11}$. Kein MgO, dafür 7% MnO; Fe_2O_3 und Al_2O_3 zu ziemlich gleichen Teilen; 28½ SiO_2. Dunkelgrüne, durch Verwitterung braune, lockere Aggregate kleiner, einachsiger, sechsseitiger Prismen. Überzüge auf Drusen im Granit bildend, bei Striegau in Schlesien, ähnlich bei Strehlen und Hirschberg. G. = 3,144. Schwer schmelzbar. Von HCl leicht zersetzt.

Rumpfit. $H_6MgAl_4Si_2O_{14}$; fast eisenfrei, 31 SiO_2. Grünlichweiße, dem Prochlorit ähnliche, feinkörnige bis -schuppige Aggregate von zuweilen regelmäßig sechsseitigen, ein- und zweiachsigen Plättchen. H. = 1—2. G. = 2,675. Unschmelzbar und von Säuren nicht angegriffen. Auf Klüften des Pinolith (Magnesit) von St. Michael in Obersteiermark mit Talk.

Die folgenden, chemisch allerdings erst unvollständig bekannten Mineralien stehen den Leptochloriten nahe:

Hullit. Isotrop, sammetschwarz, auf Spalten im Basalt in Irland (Belfast) und Schottland (Kinkell).

Melanolith. Schwarze, schuppige, fasrige oder stenglige Aggregate als dünner Überzug auf Klüften im Syenit von Charlestown, Mass.

Leidyit. Grüne, z. T. bläulichgrüne, warzige Überzüge auf einem Quarzgang im Gneiß bei Leiperville, Pennsylvanien.

Gruppe des Talks.

Tonerde- und alkalifreie Magnesiahydrosilikate, in Krystallisation und physikalischen Eigenschaften, namentlich durch die geringe Härte und die vollkommene Spaltbarkeit in einer Richtung, sich an die Glimmer und die Chlorite anschließend.

Talk (mit Speckstein).

$H_2Mg_3Si_4O_{12} = H_2O.3MgO.4SiO_2$ mit 63,5 SiO_2, 31,7 MgO, 4,8 H_2O, das erst bei starker Glühhitze entweicht; MgO ist zum stets nur kleinen Teil durch FeO ersetzt (1—5% FeO); auch Al_2O_3 ist oft in geringer Menge vorhanden (bis 2%). Nur derb, nie deutliche Krystalle. Nach den physikalischen Eigenschaften und der z. T. sehr großen Ähnlichkeit mit Glimmer und Chlorit wahrscheinlich monoklin. Wie diese in einer Richtung vollkommen spaltbar. Die Spaltungsplättchen, gemein biegsam wie beim Chlorit, geben eine sechsstrahlige Schlagfigur und zeigen parallel den Schlaglinien vielfach geradlinige Risse und Spalten, nach denen die Plättchen nicht selten durchbrechen, so daß rhombische oder sechsseitige Formen entstehen. H. = 1; fettig anzufühlen; milde. G. = 2,7—2,8. Hell apfelgrün bis weiß; durchsichtig bis durchscheinend. Opt. zweiachsig; die Achsenebene ist auf einer Schlaglinie senkrecht, also der Achse b parallel, wie beim Glimmer 1. Art. Die — M. L. nahe

senkrecht zum Hauptblätterbruch; Achsenwinkel klein, 2E = 13°—18°. V. d, L. sehr schwer schmelzbar. Beim Glühen sehr stark leuchtend und sich aufblätternd; die Masse wird dabei viel härter: H. = 6. Mit Kobaltsolution geglüht blaßrot. Von Säuren nicht angegriffen.

Der Talk findet sich in besonders großblättrigen, auch stengligen Aggregaten gangförmig im Serpentin, so z. B. bei Kraubat in Steiermark. Mehr oder weniger großblättrig bis schuppig und dicht weit verbreitet in großen Massen, gesteinsbildend als Talkschiefer in den krystallinischen Schiefern der Alpen, besonders in Tirol, Steiermark, am St. Gotthard, in Piemont etc., auch im Ural in großer Ausdehnung und an vielen anderen Orten. Der Talkschiefer bildet das Muttergestein vieler Mineralien, die meist ringsum auskrystallisiert in demselben eingewachsen sind: Magneteisen, Dolomit, Bitterspat, Strahlstein, Apatit (Spargelstein), Pyrit u. a. Im Ural umschließt der Talkschiefer größere Massen des *Glinkit* genannten Olivingesteins, aus dem der dortige T. durch Umwandlung entstanden ist. Überhaupt ist der Talk wohl nirgends ein ursprüngliches Mineral, sondern wahrscheinlich immer durch Umwandlung aus anderen Mineralien hervorgegangen und zwar vorzugsweise aus MgO-haltigen und Al_2O_3-freien, wie die Pseudomorphosen nach Olivin, Enstatit (*Phästin* von Kupferberg im Fichtelgebirge), Salit, Strahlstein etc. zeigen.

Speckstein (Steatit) ist dichter Talk von weißer Farbe mit unebenem bis splittrigem Bruch und häufig mit traubiger Oberfläche. Er hat die Zusammensetzung und alle wesentlichen Eigenschaften des Talks, wird aber von der Phosphorsalzperle schwierig zersetzt, während der Talk darin unter Aufschwellen und Aufschäumen leicht ein Kieselskelett liefert. Sehr häufig sind Pseudomorphosen des Sp. nach Quarz, Dolomit, Kalkspat, Augit etc., die allseitig von der dichten Masse umschlossen, aber an einer Stelle auch mit ihr verwachsen sind. So findet sich der Speckstein, jedenfalls auch als Umwandlungsprodukt, auf einem ausgedehnten Lager im Glimmerschiefer bei Göpfersgrün im Fichtelgebirge unweit Wunsiedel; ferner bei Briançon in Frankreich; auf den Erzlagerstätten von Sala, Fahlun etc. in Schweden (sog. Skålar) und ähnlich auf der Magneteisenerzlagerstätte von Preßnitz in Böhmen.

Eine Pseudomorphose von Speckstein nach Augit von Canton in New-York und aus Kanada ist *Rensselaerit*, eine solche aus dem körnigen Kalk von Pargas etc. in Finnland *Pyrallolith* genannt worden.

Der Talk wird in feingepulvertem Zustand als Schmiermittel, der Speckstein zu Gasbrennern und wie Kreide zum Zeichnen, namentlich auf Tuch, benutzt (Craie de Briançon). Zum Sp. gehört auch ein Teil des chinesischen *Bildsteins* (Agalmatolith, Pagodit), aus dem in China die bekannten Figuren etc. geschnitzt werden (andere solche Bildsteine sind wasserhaltige Tonerdesilikate, pag. 743).

Ein mit Chlorit und Glimmer gemengter feinschuppiger Talkschiefer aus der Gegend von Chiavenna und sonst in den Alpen wird *Topfstein* (Lavezstein, Giltstein)

genannt. Er läßt sich auf der Drehbank zu Töpfen und anderen ähnlichen Geräten verarbeiten. Findet sich auch bei Zöptau in Mähren und in Grönland.

Etwas SiO_2-reicher als Talk, vielleicht mit etwas Quarz gemengt, ist der großblättrige *Talkoid* von Preßnitz in Böhmen.

Gruppe des Serpentins.

Tonerdefreie Magnesiahydrosilikate ohne vollkommene Spaltbarkeit und härter als Talk. Meist sekundär durch Umwandlung anderer Mineralien entstanden.

Serpentin.

$H_4Mg_3Si_2O_9 = 2H_2O . 3MgO . 2SiO_2$ mit 43,48 SiO_2, 43,48 MgO, 13,04 H_2O, das erst bei Glühhitze ganz entweicht. Bis zu 13% FeO, meist allerdings weniger, in einer analogen FeO-Verbindung isomorph beigemischt, ersetzt die äquivalente Menge MgO. Ein kleiner NiO-Gehalt ist nicht selten. Al_2O_3 fehlt im reinen S., kleine Mengen kommen aber vielfach als Verunreinigung vor; jedenfalls können Mineralien mit einem größeren Al_2O_3-Gehalt nicht zum S. gerechnet werden. Das Silikat des Serpentins ist dasselbe, das wir schon beim Chlorit als einen der Bestandteile kennen gelernt haben (pag. 714).

Der Serpentin bildet niemals regelmäßige Krystalle, zeigt aber durch seine Struktur und seine physikalischen Eigenschaften, daß er keine amorphe, sondern eine krystallisierte Substanz ist. Aus seinem Gesamtverhalten geht hervor, daß er wahrscheinlich dem rhombischen, vielleicht auch dem monoklinen System angehört. Der meiste S. ist vollkommen dicht, zeigt aber doch u. d. M. zuweilen ein versteckt feinfasriges oder -blättriges Gefüge (dichter, eigentlicher Serpentin). Manche Varietäten sind mehr oder weniger ausgesprochen stenglig und fasrig bis zum Verschwinden dieser Struktur für das bloße Auge (Faserserpentin). Manchmal ist der S. auch blättrig oder schiefrig (Blätterserpentin).

G. = 2,7—2,8; wahrscheinlich infolge von Verwitterung zuweilen geringer, bis 2,3. H. = 3—4. Keine Spaltbarkeit; Bruch nach der Struktur verschieden. Mild bis wenig spröde. Farbe meist grün bis gelb in zahlreichen Nüancen; durch Verwitterung und fremde Einschlüsse auch rot und braun, bis schwarz; doch sinkt sie nicht selten bis nahe zur Farblosigkeit. Häufig an demselben Stück mehrfach wechselnd in verschiedenen Zeichnungen. Wenig glänzend bis matt; stärker glänzend im Strich, also politurfähig. Schwach durchscheinend bis undurchsichtig. Lichtbrechung schwach ($\beta = 1{,}57$); ziemlich kräftige Doppelbrechung. U. d. M. manche pleochroitisch. V. d. L. brennt er sich, wenn nicht zu stark verunreinigt, weiß und ist schwer und nur an den feinsten Spitzen schmelzbar. Mit *Co*-solution, wenn wenig gefärbt, blaßrot. Von Säuren unter Abscheidung weißer, schleimiger Kieselsäure zer-

setzt, von HCl langsamer, von H_2SO_4 rascher und vollständiger. Im letzteren Fall entsteht Bittersalz, das zuweilen aus S. im großen dargestellt wird.

Der Serpentin ist stets in irgend einer Weise ein Produkt der Umwandlung Al_2O_3-freier, MgO-haltiger Silikate, besonders des Olivins. Die spezielle Art der Entstehung und damit auch das Vorkommen ist aber bei den oben erwähnten Varietäten des S. verschieden. Wir werden diese daher einzeln betrachten.

(J. Roth, Abhandlgn. Berlin. Akad. 1870; G. Rose, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 3, pag. 109; Websky, ibid. Bd. 10, pag. 277; Tschermak, Sitzgsber. Wien.. Akad. Bd. 65, pag. 261; Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1866, pag. 385 und 1867, pag. 171; Weigand, Min. Mittlgn. 1875, pag. 183; R. Brauns, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. V, 1887, pag. 275; Clarke und Schneider, siehe Brauns, ibid. 1896, II, pag. 243 der Referate.)

a) *Dichter (eigentlicher) Serpentin.* Es ist der dichte kompakte Serpentin, mit muschligem bis unebenen, wenig glänzendem bis mattem Bruch, der an zahlreichen Orten in größter Massenhaftigkeit vorkommt und als Gestein am Aufbau der Erdkruste einen wesentlichen Anteil nimmt, bald in den Lagerungsformen der Eruptivgesteine als Stock, Gang, Decke etc., bald schichtenförmig der Reihe der krystallinischen Schiefer eingeschaltet. U. d. M. läßt er nahe Beziehungen zu dem Faser- und dem Blätterserpentin erkennen. In den meisten Fällen zeigt er dabei eine feinfasrige Struktur, feinblättrig dicht sind fast alle alpinen Serpentine. Durchscheinend in verschiedenen Graden bis zur vollkommenen Undurchsichtigkeit. Die Farbe ist zuweilen einheitlich in den obengenannten Nüancen, häufiger an demselben Stück wechselnd. Niemals ist er von ursprünglicher Entstehung; stets ist er ein direktes Umwandlungsprodukt anderer Gesteine, namentlich solcher, die anfänglich ganz oder fast ganz aus Olivin bestanden haben (Peridotit, Paläopikrit, Olivingabbro etc.), oder auch von Amphibol- und Pyroxengesteinen verschiedener Art. An die Stelle des ursprünglichen Gesteins ist der durch Umwandlung aus ihm entstandene Serpentin getreten. Man erkennt dies daran, daß der S. sehr häufig Reste des Urminerals einschließt, oder, wenn dies nicht der Fall ist, an dessen oft noch sehr gut erhaltener Form und Struktur. Der Olivin, $2MgO \,.\, SiO_2$ oder $4MgO \,.\, 2SiO_2$, geht durch Abgabe von MgO und Aufnahme von H_2O in Serpentin, $3MgO \,.\, 2SiO_2 \,.\, 2H_2O$ über (vgl. (310)). Dabei bildet ein Teil des Eisens im Olivin die analoge Verbindung: $3FeO \,.\, 2SiO_2 \,.\, 2H_2O$, die dem Magnesiasilikat isomorph beigemischt bleibt. Ein anderer Teil liefert oft Magneteisen, das dann dem Serpentin in feiner Verteilung beigemengt ist und ihn schwarz färbt. Die ausgeschiedene MgO liefert durch Aufnahme von CO_2 Magnesit ($MgCO_3$), der den Serpentin häufig begleitet (siehe unten).

Die Umwandlung beginnt an den Rändern feiner Risse und Spalten,

die zunächst die Olivinkörner durchsetzen und schreitet von hier aus nach dem Innern fort. Es entsteht so ein Maschengewebe von Serpentin, das, solange der Prozeß noch nicht beendet ist, unveränderte Olivinteilchen umschließt (Serpentin mit Maschenstruktur). Bei der Serpentinisierung von Amphibolen und Pyroxenen (wobei es sich aber nur um ganz oder fast ganz Al_2O_3-freie Glieder dieser Gruppen handeln kann), manchmal allerdings auch beim Olivin, folgt die Veränderung den Blätterbrüchen, so daß der neugebildete Serpentin geradlinige Streifen bildet, die sich durchkreuzen. Es entsteht eine Gitter- oder Fensterstruktur, wobei sich im Amphibol die Stäbe des Gitters unter 124°, im Pyroxen nahezu rechtwinklig durchschneiden. Einen Aufschluß über den Ursprung des Serpentins geben manchmal auch die in ihm eingewachsenen Mineralien, Granat (Pyrop), Augit, Diallag, Bronzit, Glimmer, Feldspate etc., die einen Bestandteil des Urgesteins gebildet haben, aus dem nachmals der Serpentin hervorgegangen ist. Dabei sind diese Mineralien erhalten geblieben oder aber oft gleichfalls umgeändert worden. Durch alle derartigen Beimengungen werden natürlich die Eigenschaften des Serpentins, besonders das spezifische Gewicht und die Härte, mehr oder weniger verändert, namentlich wird die Härte nicht selten durch Imprägnation mit Kieselsäure vergrößert. Solche mit Kieselsäure imprägnierte Serpentine sind als *Siliciophite* bezeichnet worden.

In besonders ausgezeichneter Weise wird die sekundäre Bildung des Serpentins durch Umwandlung aus anderen Mineralien veranschaulicht durch die zahlreichen Pseudomorphosen. Häufig sind solche nach Olivin, so bei Antwerp in New-York, Katharinenburg im Ural und besonders bei Snarum in Norwegen. Hier bestehen die ursprünglichen Olivinkrystalle jetzt z. T. ganz aus S., aber nicht selten umschließt auch nur eine Rinde von S. einen noch frischen Olivinkern in allmählichem Übergang. Den Beginn der Serpentinisierung des Olivins stellt der Villarsit von Traversella in Piemont dar (pag. 689). Ähnliche derbe Substanzen bei Amelose unweit Biedenkopf in Hessen. Pseudomorphosen nach Monticellit im körnigen Kalk vom Monzoni in Südtirol; nach Bronzit (Protobastit) im Anfang der Entstehung im Radautal bei Harzburg (*Bastit* oder *Schillerspat* (pag. 653)); ein im Übergang zum Serpentin begriffener Bronzit ist auch der gelbliche *Monradit* aus dem Bergenstift in Norwegen. Serpentin in der Form von Diallag ist verbreitet. Eine Pseudomorphose von S. nach Salit von Sala in Schweden ist der *Pikrophyll*. Serpentin in Augitform und ebenso in Amphibolform ist von Easton in Pennsylvanien bekannt. Ferner werden Pseudomorphosen nach Chondrodit, Granat, Dolomit und anderen Mineralien angegeben.

Nach dem Aussehen pflegt man den dichten Serpentin in zwei

Varietäten zu teilen. Der reinere schöner und meist hell gefärbte, stärker durchscheinende Serpentin wird als *edler* von dem unreineren, weniger durchscheinenden, dunklen und trübe gefärbten *gemeinen* Serpentin geschieden.

Edler Serpentin (Ophit). Licht und meist einheitlich gefärbt. Lauchgrün, spargelgrün, zeisiggrün bis ins Gelb. Stark durchscheinend mit schwach glänzendem, muschligem bis unebenem Bruch. Vielfach im Kalk eingewachsen; solche mit Serpentin durchsetzte Kalke werden *Ophicalcit* genannt. Auch einzelne kleinere Partien im gemeinen Serpentin bildend. Zum edlen S. gehören u. a. fast alle die genannten Pseudomorphosen nach Olivin, Monticellit, Chondrodit, Pyroxen und Amphibol. Einige Vorkommnisse sind mit besonderen Namen belegt worden: der bläulichgrüne *Bowenit* von Smithfield in Rhode Island und aus Indien; der honiggelbe bis ölgrüne, etwas H_2O-reichere *Retinalith* von Grenville in Kanada; der sog. *Tangiwai* von Neuseeland etc.

Gemeiner Serpentin. Meist düstere, dunkle Farben und weniger durchscheinend infolge der oft starken Beimengung von allerlei Verunreinigungen. Daher vielfach nicht einheitlich, sondern wechselnd in wolkigen, geaderten, geflammten etc. Zeichnungen. Die Hauptfarbe ist ein sehr dunkles Grün, das durch Beimengung von Magneteisenstaub (siehe oben) bis ins Schwarz geht, andererseits aber auch bis ins Hellgrau und Gelb verläuft. Andere Eisenverbindungen bringen braune und rote Farben hervor, die alle zusammen an demselben Stück auftreten können. Bruch matt, uneben bis muschlig, glatt und splittrig. Der gemeine S. ist derjenige, der gesteinsbildend auftritt und das Mineral in seiner größten Massenhaftigkeit darstellt. Er findet sich an zahlreichen Stellen, in Sachsen (Zöblitz, Roßwein, Greiffendorf etc.), im Fichtelgebirge, im hessischen Hinterland und in Nassau (Gegend von Biedenkopf, Dillenburg etc.), in den Vogesen, im Schwarzwald, an vielen Orten in den Alpen, in Österreich, Böhmen, Mähren und Spanien, England und Schottland, sehr vielfach im Ural, in Nordamerika, Neuseeland etc. Er wird, wie übrigens auch der edle S., wenn er in größeren Stücken vorkommt, zur Herstellung aller möglichen größeren und kleineren Gebrauchsgegenstände benützt (Vasen, Lampenfüße, architektonische Ornamente, Wärmsteine etc.), da er sich leicht auf der Drehbank und in anderer Weise verarbeiten läßt und wegen seiner hohen Politurfähigkeit ein hübsches Aussehen erhält. Besonders bekannt ist in dieser Hinsicht die Gegend von Zöblitz in Sachsen, von Epinal in Frankreich und von Lizard in Cornwall. In Hessen wird der aus Paläopikrit entstandene S. als Pflaster- und Baustein verwendet.

Zum gemeinen S. ist auch zu rechnen der *Schweizerit*, gelblichgrau bis grünlichgelb, schwach wachsglänzend, fettig anzufühlen vom Findelengletscher bei Zermatt

im Kanton Wallis und dem Feegletscher im Saastal in der Schweiz, und der grünlichschwarze *Vorhauserit* mit Granat im blauen Kontaktkalk vom Monzoni in Tirol.

b) *Faserserpentin.* Die fasrige Struktur ist entweder schon mit bloßem Auge zu sehen oder tritt doch u. d. M. sehr deutlich hervor. Er unterscheidet sich namentlich auch im Vorkommen von dem eigentlichen Serpentin, indem er schmale Schnüre und kleine Gänge in dem letzteren bildet. Bei der Umwandlung des Urminerals z. B. des Olivins in Serpentin sind Lösungen entstanden, aus denen gleichzeitig ausgesprochen fasriger Serpentin auf den das Gestein durchziehenden Klüften und Spalten als Neubildung zur Ablagerung gelangte. Dieser Faserserpentin hat alle wesentlichen Eigenschaften des dichten, der z. T. nur eine dichte Abart von jenem ist. Nach seiner äußeren Erscheinung wird der Faserserpentin verschieden benannt. Man unterscheidet namentlich drei Varietäten: den fasrigen Chrysotil, den stengligen Metaxit und den versteckt radialfasrigen bis dichten Pikrolith.

Chrysotil (schillernder Asbest nebst Serpentinasbest.) Der eigentliche Chrysotil oder schillernde Asbest bildet dünne, parallelfasrige Schnüre und Platten im dichten Serpentin. Die einzelnen feinen, weichen, milden, biegsamen und zähen, durchscheinenden Fasern stehen auf den Spaltenwänden senkrecht und trennen sich leicht voneinander. Die Farbe ist grün, braun bis gelb, der Glanz ein ausgezeichneter metallischer Seidenglanz. Farbloser seidenglänzender Faserserpentin von Reichenstein in Schlesien ist *Leukotil* genannt worden. In jeder Faser gehen zwei Blätterbrüche, die sich unter 130° schneiden, den Fasern parallel. Nach diesen verläuft auch eine Auslöschungsrichtung, die der kleinsten Elastizität entspricht. Eine Platte senkrecht zur Faserung zeigt ein zweiachsiges Interferenzbild, die Achsenebene ist der großen Diagonale des Spaltungsprismas, die + M. L. der Faserrichtung parallel. Alle diese Eigenschaften weisen auf rhombische Krystallisation hin. Der Achsenwinkel schwankt zwischen 16° und 50°, und ist auch auf derselben Platte nicht konstant. G. = 2,6. Bei Zersetzung durch HCl wird die Kieselsäure in der Form der Fasern ausgeschieden. Ausgezeichnet u. A. bei Reichenstein in Schlesien, auch bei Amelose unweit Biedenkopf in Hessen (im Paläopikrit). Der Chr. von den Bare Hills bei Baltimore ist etwas FeO-reicher (*Baltimorit*).

Nicht aller fasriger Serpentin hat den charakteristischen Glanz des Chrysotils. Der meiste ist wenig glänzend und matt und dann gewöhnlich auch farblos und bildet den *Serpentinasbest.* Er gleicht so oft dem Amphibolasbest äußerlich sehr und wird, wie übrigens auch der Chrysotil, in derselben Weise wie dieser technisch verwendet (pag. 672), darf dabei aber nicht mit Säuren in Berührung kommen, und hält auch wegen des Wasserverlusts keine so hohe Temperaturen aus wie der

letztere. In großer Menge wird er in der Provinz Quebec in Kanada, übrigens auch in den lombardischen Alpen (Val Malenco) gewonnen. Auch sonst in den Alpen: Tirol, Piemont etc., vorkommend. Die Fasern, welche die Dolomitrhomboeder vom Wildkreuzjoch in Tirol, oft in regelmäßiger Anordnung parallel den Kanten, durchwachsen, haben den Namen *Nemaphyllit* erhalten.

Verworrene Fasern des Serpentinasbestes, z. T. wohl schon mehr oder weniger stark zersetzt, bilden einen Teil dessen, was als *Bergfleisch*, *Bergkork*, *Bergleder*, *Bergholz* oder *Xylotil* etc. (pag. 672) bezeichnet wird. Vorkommen im Zillertal in Tirol, in Norwegen etc. mit anderen Serpentinvarietäten. Gewisse Vorkommnisse von Bergkork und Bergleder aus Schottland sind *Pilolith* genannt worden.

Metaxit. Bildet ebenfalls dünne Schnüre und Platten im dichten Serpentin, die Struktur ist aber dünnstenglig zuweilen bis ins Dichte und die Stengel sind nicht mild und biegsam, sondern starr und zerbrechlich. Sie stehen auf den Wänden der Spalten, die der M. erfüllt, senkrecht und sind einander parallel, aber häufig nicht geradlinig, sondern in der Mitte ziemlich scharf umgeknickt; zuweilen auch spitz kegelförmige, von einem Punkt ausstrahlende Büschel bildend. H. = 3—4, auch andere Eigenschaften wie beim S. Die Farbe ist wie bei Chrysotil, aber kein Seidenglanz, sondern matt. Begleitet den Chrysotil z. B. bei Zöblitz, Reichenstein, Amelose etc. im dichten Serpentin. Auf der Grube Zweigler bei Schwarzenberg in Sachsen im Kalk.

Hydrophit, berggrau, vom Taberg in Schweden, ist ein mit Magneteisen verunreinigter Serpentin von der Beschaffenheit des Metaxits. Etwas Ähnliches ist auch der gleichfalls mit Magneteisen und auch mit Kalkspat imprägnierte *Jenkinsit*, der im Staat New-York Überzüge auf Magneteisen bildet.

Pikrolith. Schnüre und Platten, Klüfte im dichten Serpentin erfüllend, wie Chrysotil, zuweilen lagenweise mit diesem in der gleichen Spalte mehrfach abwechselnd. Dicht, aber u. d. M. ausgezeichnet radialfasrig mit chalcedonähnlicher Struktur. Grenzflächen an den Spaltenwänden glatt mit einzelnen groben, geraden Streifen, wie Rutschflächen. Bruch muschlig. Glanz matt, etwas ins Fettige. Stark porös und an der Zunge klebend. Undurchsichtig, wird aber durch Aufnahme von Wasser (oder Kanadabalsam bei Herstellung von Schliffen) stark durchscheinend bis schwach durchsichtig und dunkler grün. Sonst ist die Farbe hellgrün ins Grau bis weiß. H. = $3\frac{1}{2}$—$4\frac{1}{2}$, also etwas härter.

Zum Pikrolith gehört auch der apfelgrüne, etwas NiO-haltige *Williamsit* von Chester und Texas in Pennsylvanien.

c) *Blätterserpentin* (Antigorit). Der typische Blätterserpentin, der nach dem Vorkommen im Antigoriotale in den piemontesischen Alpen den Namen Antigorit erhalten hat, zeigt die Zusammensetzung des Serpentins, aber stets einen geringen Al_2O_3-Gehalt. Krystalle sind

nicht bekannt. Er bildet mattglänzende, ausgedehnte, dünn- und gerade- bis krummschiefrige Aggregate, die nach einer Richtung leicht teilbar sind. G. = 2,62. H. = 2½. Im Aussehen dem edlen Serpentin ähnlich. Die Farbe ist nicht sehr dunkel grün ins Bläuliche oder Grauliche. Durchscheinend, in dünnen Schichten schwach durchsichtig. Optisch zweiachsig mit kleinem Achsenwinkel; die — M. L. senkrecht oder doch sehr nahe senkrecht zu den Teilflächen. Schwer schmelzbar. Nur durch konzentrierte Schwefelsäure unter Abscheidung flockiger Kieselsäure zersetzt. Die Eigenschaften des Antigorits weichen danach z. T. von denen des eigentlichen Serpentins etwas ab und nähern sich mehr denen des Chlorits, so daß dem Blätterserpentin zuweilen eine andere Konstitution zugeschrieben und er als das in der Mischung der Chlorite auftretende Serpentinsilikat betrachtet und zum Chlorit gestellt wird (pag. 714). Die Schieferung wäre dann als Spaltbarkeit anzusehen. Andere Fundorte großblättrigen Antigorits bei Zermatt, am Großvenediger, Sprechenstein bei Sterzing in Tirol. Im Stubachtal in Salzburg regelmäßig verwachsen mit Olivin, aus dem er wohl entstanden ist. Blättrigdicht sind fast alle Serpentine der Alpen, die also wohl als dichte Blätterserpentine anzusehen sind, wie die meisten anderen Serpentine als dichte Faserserpentine.

Hierher gehört auch der *Marmolith*, spargelgrün, durchscheinend, deutlich schiefrig oder blättrig im Serpentin von Hoboken in New-Jersey, von Orijärfvi in Finnland und von Kraubat in Steiermark, wahrscheinlich eine Pseudomorphose nach Brucit. Ebenso der bräunlichgraue, auf den Teilungsflächen fast silberweiße, perlmutterglänzende, talkähnliche, schuppige *Thermophyllit* von Hoponsuo in Finnland und von La Molle, Dep. du Var.

Der Serpentin wird häufig durch Verwitterung vollkommen zersetzt. Dabei wird ebenfalls MgO ausgeschieden (310), die sich als $MgCO_3$ in der Form des Magnesits in der Nähe ablagert, während SiO_2 als Opal, Chalcedon, Hornstein (Chrysopras etc., durch den kleinen Ni-Gehalt des Serpentins grün gefärbt) zurückbleibt, so z. B. bei Frankenstein in Schlesien. Auch hierbei wird der Serpentin vielfach mit Kieselsäure imprägniert (pag. 726), und es entstehen noch mancherlei andere, z. T. stark Ni-haltige Zersetzungsprodukte, von denen unten noch einige erwähnt sind.

Auch weniger durchgreifende Umwandlungen erleidet der S. nicht selten. Ein Zersetzungsprodukt dieser Art ist wahrscheinlich der

Meerschaum (Sepiolith).

$H_4Mg_2Si_3O_{10} = 2H_2O . 2MgO . 3SiO_2 . 60,8\ SiO_2$. Das Wasser entweicht vollständig erst bei Rotglut. Diese Formel gilt aber nur nach dem Trocknen; im frischen Zustand enthält der M. stets eine gewisse Menge, etwa 2 Moleküle, hygroskopisches Wasser. Er bildet

milde, undurchsichtige, weiße, auch gelbliche, rötliche und grauliche dichte Massen mit unebenem Bruch, und öfters Knollen mit rundlicher Oberfläche. Matt, im Strich glänzend. G. = 2,0—2,5; da aber der M. sehr porös ist, so daß er an der Zunge klebt, so schwimmen die Stücke auf dem Wasser. H. = 2—2½. Fühlt sich etwas mager an. Wird durch Glühen hart, zieht sich zusammen und schmilzt schwer. Brennt sich im Kolben oft schwarz und wird mit Kobaltsolution geglüht licht rot. Von HCl zersetzt. Findet sich in Kleinasien vorzugsweise in der Ebene Eski-Scher im Serpentin, wird hier auch in Masse durch Graben gewonnen, aber nur die Stücke, die auf sekundärer Lagerstätte am Fuße der Serpentinberge im Ton eingebettet liegen. Im Serpentin auch auf einigen griechischen Inseln (Samos, Negroponte etc.) sowie bei Hrubschütz in Mähren und an anderen Orten. Fasrig in Utah. Der dichte M. läßt sich sehr leicht mit dem Messer und auf der Drehbank verarbeiten und wird wegen seiner großen Porosität zur Herstellung von Pfeifenköpfen und Cigarrenspitzen benutzt.

Dem Meerschaum sehr ähnlich ist der weiße, etwas erdige *Aphrodit* von Longbanshyttan in Schweden mit der wenig abweichenden Formel: $H_6Mg_4Si_4O_{15}$.

An den Serpentin reiht sich eine große Anzahl, z. T. noch ungenügend bekannter, z. T. vielleicht nicht homogener, unreiner Mineralien von ähnlicher Zusammensetzung an, von denen vielleicht manche ebenfalls Zersetzungsprodukte des Serpentins oder auch Übergangsstadien zwischen diesem und dem Urmineral bei der Umwandlung des letzteren sind. Einige von ihnen zeigen einen kleinen Al_2O_3-Gehalt. Keines ist in deutlichen Krystallen ausgebildet, die meisten sind dicht oder amorph.

Seifenstein (Saponit). Etwas Al_2O_3 enthaltend, von specksteinähnlichem Aussehen, weiß bis rötlichbraun, fettig anzufühlen, nicht an der Zunge hängend, auf Klüften des Serpentins vom Kap Lizard in Cornwall; bei Bowling unweit Dumbarton in Schottland (*Bowlingit*); von den Cathkin Hills bei Glasgow (*Cathkinit*); in den Mandelsteinen am Lake Superior in Nordamerika (*Thalit*). Kaum verschieden ist der weiche und milde *Piotin* von Svardsjö in Dalekarlien, der aber an der Zunge klebt.

Webskyit. $H_6(Mg, Fe)_4Si_3O_{13} . 6H_2O$; das Wasser, 21—22 %, geht bei wenig über 100° weg. Amorph, zuweilen mit warziger Oberfläche, schwarz, aber in dünnen Schichten grün bis braun durchsichtig, pechglänzend. Spröde und sehr leicht zerbrechlich. H. = 3. G. = 1,771. Unschmelzbar; von HCl und H_2SO_4 unter Ausscheidung pulveriger Kieselsäure leicht zersetzt. Verwitterungsprodukt des Serpentins von Amelose und anderen Orten.

Pikrosmin. $2MgSiO_3 . H_2O$ mit ca. 55 % SiO_2, also SiO_2-reicher als Serpentin. Gleicht einem grünen, fasrigen Pikrolith oder Asbest. Im Chloritschiefer am Greiner in Tirol, im Serpentin von Waldheim und Zöblitz in Sachsen, und im Gneiß bei Preßnitz in Böhmen.

Neolith. Ein etwas Al_2O_3 enthaltendes Magnesiumhydrosilikat, grün bis fast schwarz, das sich noch jetzt in Form parallelfasriger, fettig wie Seife anzufühlender Trümmer oder dichter zolldicker Überzüge, über zersetztem Feldspat auf der Aslak-

grube bei Arendal in Norwegen bildet. Auch andere ähnlich aussehende, aber anders zusammengesetzte Substanzen z. B. von Freiberg sind mit diesem Namen bezeichnet worden.

Dermatin. Braune bis grüne, fettglänzende, z. T. nierenförmige und stalaktitische Überzüge auf dem Serpentin von Waldheim in Sachsen.

Melopsit. Enthält etwas CaO und Al_2O_3. Derb mit muschligem bis splittrigem Bruch, matt, durchscheinend, grünlich- bis gelblichweiß. Auf Klüften im Brauneisenstein von Neudeck in Böhmen.

Kerolith. $H_6Mg_2Si_3O_9$. Ist eine stark zerklüftete, leicht zerbrechliche, amorphe, weiße, gelbe oder rötliche, fettglänzende und sich fettig anfühlende, durchscheinende Masse mit muschligem Bruch, die auf Spalten im Serpentin und als Überzug auf Magnesit am Gumberge bei Frankenstein, sowie bei Kosemütz in Schlesien vorkommt; auch am See Itkul im Ural und in Harford Co. in Maryland. Sehr nahe steht der *Zöblitzit*, blaßgelbe Platten von etwas anderer Zusammensetzung (mehr H_2O und ein wenig Al_2O_3) aus dem Serpentin von Zöblitz in Sachsen (sächsischer Kerolith). Dem Kerolith ähnlich ist der

Gymnit (Deweylit). $Mg_4Si_3O_{10}.6H_2O$; 35,7 MgO. Amorph, wie Gummi arabicum aussehend; krummschalig, weiß bis gelb, vielfach geadert, durchscheinend und fettglänzend. Im Serpentin des Fleimser Tals in Tirol und der Bare Hills bei Baltimore, sowie im Kalk von Passau in Bayern. In Berks Co., Pennsylvanien, Pseudomorphosen nach Aragonit. Eisenhaltig (*Eisengymnit*), dennoch hell gefärbt, wie aller Gymnit, bei Mittergraben in Steiermark.

Nickelgymnit (Genthit) hat dieselbe Formel, enthält aber 29 NiO neben $15\frac{1}{2}$ MgO. Bildet dünne, grüne, traubige und stalaktitische Krusten auf dem Chromeisenstein im Serpentin von Texas in Pennsylvanien.

Hieran schließen sich noch einige andere wasserhaltige *Nickelsilikate*:

Röttisit. Grün, amorph, mit Spateisenstein bei Röttis unweit Reichenbach im Voigtlande. Von ihm kaum verschieden der *Komarit* (Konarit), von demselben Fundort, kleine Körner mit einem vollkommenen Blätterbruch und stark doppeltbrechend. Es ist vielleicht nur der deutlicher krystallisierte Röttisit. Zusammensetzung nach der Formel: $H_4Ni_2Si_3O_{10}$ ganz der des Meerschaums entsprechend, mit 36% NiO.

Pimelit. Ein wasserhaltiges Magnesium-Nickel-Silikat (33 NiO), doch werden auch ähnlich aussehende nickelarme (3 NiO) und tonerdereiche (23 Al_2O_3) Mineralien so genannt, die wie jene den Chrysopras bei Frankenstein in Schlesien begleiten. Der P. ist derb mit muschligem Bruch, apfelgrün, durchscheinend, fettig anzufühlen und fettig glänzend.

Schuchardtit (grüne Chrysopraserde). Schließt sich mit $5\frac{1}{2}$ Ni und 15 Al_2O_3 an den Al_2O_3-haltigen Pimelith an. Er bildet apfelgrüne, sehr weiche Platten und Knollen von erdig-schuppiger Beschaffenheit, die im Wasser zerfallen. Begleitet ebenfalls den schlesischen Chrysopras im Serpentin der Gegend von Frankenstein.

Garnierit (Numeait, Noumeait).

Schwankende Zusammensetzung nach der Formel: $(Mg, Ni)SiO_3 + mH_2O$; 35 bis 47% NiO. Apfel- bis smaragdgrüne, scheinbar amorphe und erdige Massen, zuweilen mit nieriger Oberfläche, auch stalaktitisch. U. d. M. erscheint er doppeltbrechend in Form eines Aggregats radialfasriger Kügelchen. Die helleren Partien haften an der Zunge und zerfallen im Wasser unter Geräusch in Fragmente mit muschligem Bruch (*Garnierit*). Die dunkleren fühlen sich fettig an und zerbersten im Wasser nicht

(*Numeait*). Gangförmig im Serpentin von Numea in Neu-Kaledonien und ebenfalls im Serpentin als mächtiges Lager in Douglas Co. in Oregon; auch im Serpentin von Frankenstein in Schlesien. Wird besonders in Neu-Kaledonien zur Herstellung von Nickel in Menge gewonnen, daher von einiger Wichtigkeit.

Hieran schließen sich einige Mineralien aus Hohlräumen vulkanischer Gesteine:

Spadait. $H_8Mg_5Si_6O_{21}$. Krystallinisch dicht, scheinbar amorph, mit kleinmuschligem bis splittrigem Bruch; rötlichweiß bis fleischrot, durchscheinend, fettig bis perlmutterartig glänzend. Mit Wollastonit in der Lava vom Capo di Bove bei Rom. Stark eisenhaltig sind:

Chlorophäit. $(Fe, Mg)_2Si_3O_8 . 12H_2O$; ($21^1/_2$ FeO). Grüne, rasch an der Luft braun und schwarz werdende, milde, sehr weiche Massen mit muschligem bis erdigem Bruch aus den Basalten und Melaphyren der Färöer, der Hebriden und Schottlands.

Nigrescit. Dem vorigen ähnlich. Kleine rundliche Körner und Ausfüllung von Hohlräumen im Dolerit der Gegend von Hanau.

Gruppe des Kaolins.

Eine Anzahl von H_2O- oder H-haltigen Tonerdesilikaten. Häufig krystallisiert, aber die Krystallplättchen meist nur u. d. M., selten mit bloßem Auge zu erkennen; teilweise auch amorph. Fast durchweg Umwandlungs- und Zersetzungsprodukte wasserfreier Tonerdesilikate, daher vielfach stark verunreinigt, namentlich wenn sie auf sekundärer Lagerstätte sich befinden. Bei den meisten ist eine größere oder geringere Menge Fe_2O_3 vorhanden, teils als mechanische Verunreinigung, namentlich durch Eisenhydroxyd, zum Teil aber auch Al_2O_3 isomorph vertretend. Der Typus der Gruppe ist der Kaolin, dem als isomorphe Fe_2O_3-Verbindung der Nontronit entspricht. Es ist:

Kaolin: $H_4Al_2Si_2O_9 = 2H_2O . Al_2O_3 . 2SiO_2$;

Nontronit: $H_4Fe_2Si_2O_9 = 2H_2O . Fe_2O_3 . 2SiO_2$,

beide in dünnen, anscheinend hexagonalen oder rhombischen, wahrscheinlich monoklinen, in einer Richtung leicht spaltbaren Plättchen krystallisierend. An den Kaolin schließt sich der *Pyrophyllit*, $H_2Al_2Si_4O_{12}$, von rhombischer Krystallisation, neben jenen das einzige nach seiner Zusammensetzung und Krystallform bestimmt charakterisierte Mineral der ganzen Gruppe.

Der Kaolin entsteht durch Umwandlung verschiedener Tonerdesilikate, unabhängig von deren spezieller Zusammensetzung. Er zeigt darin große Analogie mit dem Serpentin, der in derselben Weise aus der Umwandlung tonerdefreier Magnesiasilikate hervorgeht. Beide Mineralien haben auch in ihrer Zusammensetzung nahe Beziehungen. Es ist:

Kaolin: $H_4Al_2Si_2O_9$; Serpentin: $H_4Mg_3Si_2O_9$.

Die drei zweiwertigen Mg-Atome des Serpentins entsprechen den zwei dreiwertigen Al-Atomen des Kaolins.

Nontronit.

$H_4Fe_2Si_2O_9 = 2H_2O . Fe_2O_3 . 2SiO_2$. Wasser geht erst bei hoher Temperatur weg. Selten sechsseitige mikroskopisch kleine Plättchen mit basischer Spaltbarkeit wie beim Kaolin. Meist dicht, erdig; zuweilen auch fettig anzufühlen; weich. G. = 2,08. Gelblichgrün bis gelb, meist matt. V. d. L. zu brauner magnetischer Schlacke schmelzbar, manche Proben unschmelzbar. Von Säuren und Kalilauge leicht vollständig zersetzt. Stets ein Verwitterungsprodukt. Bei Nontron (Dep. Dordogne) auf Brauneisenstein; bei Passau auf Klüften des Granits und Syenits; im Fichtelgebirge bei Göpfersgrün; bei Andreasberg im Harz in einigen Erzgruben; bei Menzenberg im Siebengebirge im Basalttuff *(Gramenit)* und ganz ähnlich im zersetzten Basalt des niederhessischen Basaltgebiets; bei Křiz unweit Rakonitz in Böhmen (*Höfnerit*); bei Muncacz und Unghwar in Ungarn *(Unghwarit)*; mit Graphit bei Passau und in Ceylon. Zuweilen imprägniert der Nontronit den Opal (*Chloropal* von Unghwar etc.). Vom N. nicht wesentlich verschieden ist auch der ölgrüne, seifenartige *Pinguit* von Wolkenstein in Sachsen.

Einige vollkommen dichte wasserhaltige Eisenoxydsilikate schließen sich vielleicht am besten hier an: *Thraulit*, schwarze nierenförmige Krusten auf dem Magnetkies von Bodenmais im bayrischen Wald. *Hisingerit*, schwarz, von Riddarhyttan in Schweden. *Degeröit* von Degerö in Schweden. *Gillingit*, von der Gillinge-Grube in Westmanland, Schweden etc. Es sind stark durch Beimengungen verunreinigte Umwandlungsprodukte anderer Mineralien, die noch wenig untersucht sind.

Kaolinit.

Unter dem Namen Kaolinit faßt man die mehr oder weniger deutlich krystallisierten Glieder dieser Gruppe von der Zusammensetzung des Kaolins: $H_4Al_2Si_2O_9 = 2H_2O . Al_2O_3 . 2SiO_2$ zusammen. Diese Formel erfordert: 46,40 SiO_2, 39,68 Al_2O_3 und 13,92 H_2O, das erst bei Glühhitze vollständig entweicht und daher als Konstitutionswasser anzusehen ist.

Meßbare Krystalle sind sehr selten und sehr klein. Bisher sind sie allein von der Insel Anglesea bekannt geworden. Sie haben die Form von niederen Prismen und dünnen Täfelchen des monoklinen Systems mit einem vollkommenen Blätterbruch parallel der Tafelfläche, die der Basis entspricht. Die Winkelmessungen haben das Achsenverhältnis ergeben:

$$a : b : c = 0{,}5748 : 1 : 1{,}5997; \beta = 96^0\ 49'.$$

Meist findet man mikroskopische Plättchen von rhombischem oder sechsseitigem Umriß, zuweilen auch noch mit schmalen randlichen Flächen, wie z. B. an den zierlichen Täfelchen von Silverton bei Denver in Colorado. Selten sind die Plättchen so groß, daß sie mit bloßem Auge zu sehen sind. U. d. M. erscheinen sie vollkommen durchsichtig bis stark durchscheinend, farblos und perlmutterglänzend. Sie sind weich und gemein biegsam. Die optischen Eigenschaften sind noch nicht genügend aufgeklärt; sie weisen z. T. auf trikline Krystallisation hin (Silverton), und durch Auftreten von Felderteilung auf den Flächen der Plättchen im polarisierten Licht auch auf Zwillingsbildung.

Zweiachsig mit großem Achsenwinkel; die M. L. etwas schief zur Spaltungsfläche. Die (negative) Doppelbrechung und die Lichtbrechung ungefähr so stark wie beim Muscovit. (Allan Dick, Min. Mag. VIII, 1889, 24 und IX., 1890, 4; H. Reusch, N. Jahrb. f. Min. etc., 1887, II, 70.)

Die Plättchen des K. sind zuweilen auf anderen Mineralien aufgewachsen, meist aber bilden sie Aggregate von verschiedener Beschaffenheit. Diese sind stets undurchsichtig, höchstens schwach durchscheinend und meist weiß, farblos, aber auch nicht selten durch Eisenbestandteile gelb, braun, rot, grün etc. gefärbt. Sie sind entweder locker und erdig und dann matt und mager anzufühlen, oder sie sind kompakt und dann oft fettig glänzend, wenigstens im Strich und dann nicht selten auch fettig anzufühlen. Manche hierhergehörigen Massen werden mit Wasser ausgezeichnet plastisch, andere nicht. H. = 1 oder mehr. G. = 2,4—2,6, aber wegen der erdigen Beschaffenheit schwer genau zu bestimmen.

Sehr schwer schmelzbar bis unschmelzbar. Farblose, eisenfreie Proben werden durch Glühen mit Kobaltsolution schön blau. Von HCl und HNO_3 kaum angegriffen; von H_2SO_4 in der Wärme unter Abscheidung von Kieselsäure vollkommen zersetzt, die verschiedenen hierhergehörigen Mineralien mit verschiedener Leichtigkeit.

Nach der speziellen Beschaffenheit, der Entstehung, dem Vorkommen etc. unterscheidet man eine Anzahl besonders benannter Arten. Es sind vorzugsweise die folgenden, deren wichtigste der eigentliche Kaolin ist.

Nakrit.

Aggregate zarter Schuppen, zuweilen makroskopisch deutlich erkennbar, nehmen aber auch manchmal eine mehlartig feine Beschaffenheit an. Die Schuppen sind auf anderen Mineralien aufgewachsen, zuweilen wie ein zartes Pulver aufgestreut, nicht selten auch fächerförmig angeordnet. Regelmäßige äußere Begrenzung (siehe oben) selten mit bloßem Auge, häufiger u. d. M. zu bemerken. Die Aggregate stets trübe, weiß bis gelb. G. = 2,627 Findet sich häufig auf Gängen, z. B. auf manchen Erzgängen des Erzgebirges bei Freiberg etc., bei Grund am Harz, bei Traversella in Piemont auf Mesitin und a. a. O. Zum N. gehören vielleicht auch die oben erwähnten Kaolinitkryställchen von Anglesea und von Silverton, und der *Talkosit* von gleichem Aussehen und Beschaffenheit aus Victoria (Australien). Sehr nahe steht der *Leverrierit*, farblos bis braun, der wurmförmige Aggregate nach Art des Helminth bildet; verbreitet in den schwarzen carbonischen Schiefern des Dep. de la Loire und im porphyrischen Gestein von St. Etienne im Dep. du Gard etc.

Steinmark.

Weiße oder etwas gefärbte, mikrokrystallinisch-blättrige bis -schuppige, aber kompakt aussehende Aggregate mit flachmuschligem bis ebenem Bruch und nicht selten krummschalig und mit nierenförmiger oder traubiger Oberfläche, von der Zusammensetzung des Kaolins, aber nicht wie dieser locker, erdig und zerreiblich, sondern mit festerem Zusammenhalt und nur noch mit dem Fingernagel zu ritzen und zu zerdrücken (H. = 2—3), und etwas fettig anzufühlen. Es erfüllt Klüfte und andere Hohlräume in Gesteinen und auf Erzgängen und bildet so größere oder kleinere isolierte

Partien. Begleitet den Topas im Topasfels vom Schneckenstein bei Auerbach im sächsischen Voigtlande, findet sich auch auf den Eisenerzlagerstätten des Voigtlandes, auf den Silber- und Zinnerzgängen des Erzgebirges (Zinnwald, Schlaggenwald, Ehrenfriedersdorf), in den Melaphyrmandelsteinen der Gegend von Zwickau etc. Vom Steinmark ist nicht wesentlich verschieden der *Pholerit*, weiße oder grünliche, teils kompakte wachsähnliche, teils schuppig-pulverige Ausfüllungen von Spalten in Gesteinen, namentlich der Kohlenformation, so bei Fins (Dep. Allier), bei Mons und Lüttich in Belgien, bei Neurode in Schlesien etc. Die Krystallplättchen treten u. d. M. sehr deutlich hervor. Ein Steinmark ist wohl auch der bläulich weiße *Tuësit* von den Ufern des Tweed in Schottland. Nahe schließt sich ihm an der *Meerschaluminit*, eine meerschaumähnliche Masse von der Zusammensetzung des Kaolins aus der Gegend von Simla in Ostindien (*Simlait*).

Zum Steinmark rechnet man wohl auch gewöhnlich den weißen *Myelin* (Talksteinmark) mit traubiger Oberfläche und konzentrisch-schaligem Gefüge, sowie den derben fleischroten *Karnat* mit flachmuschligem Bruch, beide nesterweise in den Porphyrtuffen von Rochlitz in Sachsen; sie sind voneinander nicht wesentlich unterschieden, in der Zusammensetzung gleich dem Kaolin (der Karnat mit etwas Fe_2O_3) und im Aussehen wenigstens zum Teil wie Steinmark, aber die mikrokrystallinische Struktur tritt sehr zurück und fehlt meist ganz.

Kaolin (Porzellanerde).

Der Kaolin bildet ein weißes, lockeres, feinerdiges, zerreibliches Aggregat, dessen staubförmige Teilchen sich überwiegend als Krystallplättchen von der oben beschriebenen Form oder als Fragmente solcher erkennen lassen. Auch die übrigen allgemeinen Eigenschaften des Kaolins, namentlich die chemische Zusammensetzung, sind aus dem oben bei der Betrachtung des Kaolinits Angeführten zu ersehen. H. = 1—2. G. = 2,51. Die Reaktion mit Kobaltsolution sehr schön. Von H_2SO_4 verhältnismäßig leicht zersetzt. Der Kaolin ist matt und fühlt sich im trockenen Zustand mager an. Bei der sehr feinen Verteilung der Masse wird sie, mit Wasser aufgeführt, außerordentlich plastisch; sind die Teilchen etwas gröber, so ist dies erst nach künstlicher Zerkleinerung durch Zerreiben der Fall. Wegen dieser Eigenschaft läßt sich der Kaolin zu den zierlichsten Formen modellieren, die auch beim stärksten Erhitzen ihre Gestalt nicht verändern und nicht schmelzen, sondern nur etwas zusammensintern und dabei hart, sowie in dünnen Schichten durchscheinend werden. Es entsteht so das Porzellan, zu dem der Kaolin das hauptsächlichste Rohmaterial liefert; daher wird er auch Porzellanerde genannt.

Der Kaolin ist stets mit tonerdereichen Mineralien in Verbindung. Aus ihnen entsteht er durch Umwandlung und zwar z. T. durch Verwitterung, z. T. wohl auch durch pneumatolytische Prozesse, durch die Einwirkung heißer Quellen etc. Dabei bilden sich nicht selten Pseudomorphosen nach diesen Mineralien, sowie alle möglichen Zwischenstadien zwischen ihnen und dem reinen Kaolin. Beryll, Prosopit, Topas, Leucit, Skapolith (u. a. der danach benannte Porzellanspat von

Passau = Passauit) findet man so nicht selten in Kaolin umgewandelt, häufig unter Beibehaltung der Form. Das wichtigste Urmineral ist aber der Feldspat in seinen verschiedenen Abarten, Orthoklas sowohl als die Plagioklase (vielleicht mit Ausnahme des Anorthits). (Kaolinisierung des Feldspats, vergl. (310)). Die Feldspate haben ihre hauptsächlichste und massenhafteste Verbreitung in gewissen Gesteinen, den Feldspatgesteinen, in diesen muß also wohl auch die Kaolinbildung im größten Maßstabe vor sich gehen. In den so entstandenen Kaolinlagern ist der K. dann gemengt mit Feldspatresten, die der Zersetzung noch nicht erlegen sind, mit den der Umwandlung widerstehenden Gesteinsgemengteilen, besonders mit Quarzkörnern, sowie mit geringen Mengen anderer, bei der Kaolinisierung nebenher gebildeter Mineralien, vor allem mit Aluminiumhydroxyden (Diaspor und Hydrargillit). Durch Abschlemmen kann der feinerdige Kaolin von den gröberen Beimengungen, namentlich von den Quarzkörnern getrennt und so in der für die Porzellanfabrikation erforderlichen Reinheit erhalten werden. Die Feldspatgesteine enthalten aber vielfach außer dem Feldspat noch andere zersetzbare Mineralien, wie Augit, Hornblende etc. Diese werden mit jenem gleichzeitig umgewandelt und geben dabei ganz ähnliche Produkte wie Kaolin. Letztere sind aber wegen des großen Eisengehalts im Urmineral ebenfalls stark eisenhaltig, wobei wohl z. T. Fe_2O_3 als isomorpher Vertreter für Al_2O_3 in das Molekül des Kaolins eintritt. Jedenfalls sind solche eisenhaltige Kaoline für die Porzellanfabrikation unbrauchbar. Gute reine Porzellanerde in großen Massen liefern demnach nur solche Feldspatgesteine, die von derartigen farbigen eisenreichen Gemengteilen möglichst frei sind und das sind in der Hauptsache die Orthoklasgesteine: Granit, Syenit, Gneiß, Felsitporphyr und dessen glasige Ausbildung, der Pechstein etc. Die wichtigeren Kaolinlager von technischer Bedeutung sind alle aus solchen Gesteinen hervorgegangen, so die von Aue bei Schneeberg, jetzt erschöpft, aus Granit; Meißen in Sachsen aus Felsitporphyr und Pechstein; Morl und Trotha bei Halle a/S. ebenfalls aus Felsitporphyr; Passau in Bayern aus Granit und Syenit; Karlsbad, gegenwärtig besonders ergiebig, aus Granit; Rönne auf Bornholm gleichfalls aus Granit; St. Yrieux bei Limoges in Centralfrankreich aus Gneiß; Cornwall und Devonshire wieder aus Granit etc. Selbstverständlich sind es besonders ältere Gesteine, die größere Kaolinmassen geliefert haben; jüngere haben die zu dieser weitgehenden Umwandlung nötige Zeit noch nicht gehabt.

Außer in diesen bedeutenden Massen kommt der Kaolin auch in kleineren Mengen vor und ist in dieser Weise weit verbreitet, nicht nur in den genannten Urgebirgsgesteinen, sondern besonders auch in manchen Sandsteinen, in solchen der Steinkohlenformation, im Buntsandstein

Thüringens an vielen Orten, im Stubensandstein des oberen Keupers in Württemberg etc. Von technischer Bedeutung sind aber diese geringeren Anhäufungen nicht. (Rösler, N. Jahrb. f. Min. etc. 15. Beil.-Bd. 1902, pag. 231.)

Ton (mit Lehm).

Der Ton ist ein nicht mehr auf seiner ursprünglichen Lagerstätte befindlicher, infolgedessen oft mehr oder weniger verunreinigter, und daher vielfach nicht mehr ganz weißer Kaolin. Sehr häufig wird der leichte und lockere Kaolin vom fließenden Wasser ergriffen und so durch einen natürlichen Schlemmprozeß von den ihm meist bei seiner Entstehung beigemengten größeren und schwereren Fremdkörpern, namentlich den Quarzkörnern getrennt. Er wird von seiner Bildungsstelle fortgeschwemmt und anderwärts an geeigneten Orten wieder abgelagert, sei es auf Klüften und Spalten und in sonstigen Hohlräumen von Gesteinen, sei es, und das ist das Wichtigste, in mehr oder weniger umfangreichen Schichten und Lagern an der Erdoberfläche. Durch diese Bewegung werden die Schüppchen und Kryställchen des Kaolins wegen ihrer geringen Härte und Festigkeit zerrieben und zertrümmert; die Masse verliert so ihr krystallinisches Gefüge und wird feinerdiger. Dabei bleibt der Kaolin häufig rein, ja er wird oft reiner, als er auf seiner ersten Lagerstätte war, da er ja durch das Schlemmen von seinen ursprünglichen gröberen Verunreinigungen getrennt worden ist; meist aber nimmt der Kaolin auf seinem Wege Beimengungen verschiedenster Art auf. Durch diese Vorgänge entstehen die verschiedenartigsten Produkte, die als Ton, Lehm und mit zahlreichen anderen Namen bezeichnet werden. Die verunreinigenden Beimengungen, oft in allerfeinster Verteilung, sind hauptsächlich die folgenden: Quarz vom groben Sandkorn bis herunter zu staubfeinen Partikelchen, Kalkspat, Eisenoxyd und -Hydroxyd, Feldspatreste, Glimmerplättchen, Schwefelkies, Kohlenteilchen etc.

Alle diese Tone, übrigens auch der Kaolin, geben beim Anhauchen einen eigentümlichen Geruch, den Tongeruch. Ihre Eigenschaften sind um so mehr die des Kaolins, je reiner sie sind. Die fremden Substanzen verändern aber oft die Beschaffenheit des Kaolins in manchen Punkten wesentlich, was die Verwendung stark beeinflußt. Reine, also sehr kaolinreiche Tone sind farblos oder doch hell gefärbt, fühlen sich fettig an (fette Tone) und werden im Wasser wegen ihres äußerst feinerdigen Gefüges sehr vollkommen plastisch. Sie sind ebensowenig schmelzbar wie reiner Kaolin, verhalten sich überhaupt wie dieser im Feuer, und finden daher ebenfalls zur Herstellung feiner Tongeräte, zu Majolika und Fayencen, zu Tonpfeifen etc. Verwendung (Porzellanton, Pfeifenton etc.). Wegen der Unschmelzbarbeit werden auch Schmelztigel, feuerfeste Backsteine etc., wegen der Unangreifbarkeit

der gebrannten Masse durch Säuren säurefeste Gefäße daraus hergestellt. Solche reine und fette plastische Tone, allerdings vielfach in Verbindung mit unreineren, liegen vorzugsweise, oft in mächtigen Schichten, in der Tertiärformation, nicht selten in Verbindung mit Braunkohlen (Braunkohlentone). Durch kohlige Teilchen sind sie zuweilen grau bis schwarz gefärbt, was aber beim Brennen verschwindet. Einige bekannte technisch wichtige Fundorte sind neben vielen anderen: Großalmerode in Hessen, Gegend von Höhr und Grenzhausen im Westerwald (Kannenbäcker Ländchen), der Ebsdorfer Grund bei Marburg, Klingenberg am Main südl. von Aschaffenburg, Bunzlau in Schlesien etc.

Mit der Zunahme der beigemengten Unreinigkeiten wird die Farbe häufig ausgesprochen grau, gelb, braun oder rot, die Fettigkeit und die Plastizität nimmt ab und der Ton fühlt sich mager an (Magertone). Die Masse wird allmählich schmelzbar (ist nicht mehr feuerbeständig) und brennt sich, wenn viel Eisen vorhanden ist, rot. Derartige unreine magere Tone sind daher viel weniger wertvoll als die reinen fetten. Sie sind nur noch zu den groben Tongeräten der gewöhnlichen Töpferei und zu ordinären Backsteinen und Ziegeln brauchbar (Töpferton, Ziegelton und weiterhin *Lehm*, der am stärksten, namentlich auch durch Sandkörner verunreinigt ist und daher nur noch zu den allergröbsten Tonwaren Verwendung finden kann). Durch starke Beimengung von Kalk entsteht der *Löß* und der *Mergel*, die daher mit Säuren lebhaft brausen. Sie dienen zur Verbesserung kalkarmer Böden und letzterer auch zur Cementfabrikation. *Brandschiefer* heißen manche mit Kohlenteilchen verunreinigte Tone; ein sehr feinerdiger, weicher Ton ist der Zeichenschiefer *(schwarze Kreide)*. Mehr oder weniger stark, meist durch den Gebirgsdruck, verhärtete Tone bilden die Letten, Schiefertone und Tonschiefer (Dachschiefer). Der letztere ist auch im feinsten Pulver im Wasser nicht mehr plastisch, was bei den beiden ersteren noch der Fall ist, die daher auch noch in der Tonindustrie benutzt werden. Diese letztgenannten Tongesteine sind auch z. T. chemisch stark verändert und weichen beträchtlich vom Kaolin ab. Zuweilen werden Tone durch Braunkohlenbrände zu perlgrauer, gelber oder roter, fester und harter Fritte gebrannt, wie z. B. im nördlichen Böhmen und bei Epterode unweit Großalmerode *(Porzellanjaspis)*. Alle diese Tone finden sich stellenweise in gewaltigen Massen und beteiligen sich in ihren verschiedenen Ausbildungsformen in hervorragendem Maße am Aufbau der Gebirge. Sie bilden daher weniger Gegenstände der Mineralogie, als der Petrographie um so mehr, da sie wegen der starken Beimengung fremder Verunreinigungen meist weit entfernt sind, homogen zu sein.

Man hat noch eine große Anzahl H- oder H_2O-haltiger Tonerdesilikate von ähnlicher Beschaffenheit wie Ton und Kaolin, teils amorph, teils mikrokrystallinisch,

unterschieden und mit besonderen Namen benannt. Dieselben sind jedoch meist noch sehr wenig untersucht und schließen sich vielleicht z. T. mehr an den Pyrophyllit als an den Kaolin an, oder sind ganz selbständige Bildungen. Vielfach sind sie jedenfalls nichts anderes, als etwas abweichend beschaffene, vorkommende, zusammengesetzte oder aussehende Tone. Einige solche Namen sind:

Halloysit.

Etwas H_2O-reicher als Kaolin: $H_4Al_2Si_2O_9 . H_2O$. Amorphe, bläuliche, grünliche und grauliche, wachsartige, schwach fettglänzende, etwas an der Zunge klebende Knollen, die im Wasser ohne zu zerfallen und plastisch zu werden Durchscheinenheit erlangen. H. $= 1^1/_2 - 2^1/_2$. G. $= 1{,}9 - 2{,}1$. Vorzugsweise mit Galmei im Kalk bei Miechowitz und Tarnowitz in Oberschlesien, Altenberg bei Aachen, Angleur bei Lüttich *(Galapectit)* etc. Bei Oravicza im Banat etwas ZnO-haltig *(Oraviczit)* etc. Der *Lenzin* von Kall in der Eifel ist vom H. nicht verschieden. Jedenfalls sehr ähnlich ist ihm der *Glagerit*, erdige bis opalartig-dichte weiße Knollen auf den Brauneisensteingängen von Bergnersreuth bei Wunsiedel im Fichtelgebirge bildend. Zum H. gehört auch der braune und grüne, glas- oder harzglänzende *Schrötterit* von Freienstein in Steiermark und von Cherokee Co. in Alabama. Durch Aufnahme von Diaspor und Variscit nimmt er zuweilen eine kreideähnliche Beschaffenheit an und sein SiO_2-Gehalt sinkt bis auf 12% herunter. Sehr SiO_2-arm (14 SiO_2) und Al_2O_3-reich (48 Al_2O_3) durch beigemengten Diaspor oder Hydrargillit ist auch der *Kollyrit*, weiß, fettig, mit muschligem Bruch; wird im Wasser durchscheinend ohne zu zerfallen; nierenförmig, von Weißenfels in Thüringen, Schemnitz in Ungarn etc. Ihm nahe steht der *Dillnit*, das Muttergestein des Diaspors von Dilln bei Schemnitz.

Bol (Bolus).

Ist ein gelber bis brauner H_2O- und namentlich Fe_2O_3-reicherer Ton, der zwar im Wasser in eckige Brocken zerspringt, dabei aber nicht plastisch wird. Mild mit mattem, muschligem Bruch, fühlt sich etwas fettig an und klebt z. T. an der Zunge. Bildet vorzugsweise Ausfüllungen von Spalten und Klüften und anderen Hohlräumen in Basalten und deren Tuffen, findet sich aber auch auf Erzgängen und im Kalk. Einige Fundorte sind: die Basalte bei Striegau in Schlesien, vom Scheibenberg bei Freiberg in Sachsen, vom Säsebühl bei Göttingen, auf den Hebriden etc. Der Bol ist früher als Medikament benutzt worden; besonders renommierte Sorten wurden in flache runde Scheiben gepreßt und mit einem Siegel bezeichnet (Siegelerde, terra sigillata). Eine in derselben Weise verwendete, dem Bol sehr ähnlich aussehende, aber viel SiO_2-reichere Substanz (66% SiO_2) ist der gelblichgraue *Sphragid* (lemnische Siegelerde) von der Insel Lemnos. Der gelbe *Ochran* ist ein Bol von Oravicza im Banat. Der *Fettbol*, weich, klebt nicht an der Zunge, von den Erzgängen (Halsbrücke) bei Freiberg in Sachsen enthält neben viel Fe_2O_3 nur 3% Al_2O_3. Stark durch Beimengung namentlich auch von Eisenhydroxyden verunreinigt und dadurch etwas ärmer an SiO_2 sind der *Sinopit*, sehr ähnlich dem Bol, aus Kappadocien in Kleinasien, der als Malerfarbe benützt wird (pompejanischrot); der *Hypoxanthit*, braungelb und durch Brennen nußbraun, aus Toskana (terra de Siena der Maler); die leberbraune *türkische* oder *cyprische Umbra* von der Insel Cypern, die gleichfalls als Malerfarbe Verwendung findet und die nur 14% SiO_2, dagegen 48% Fe_2O_3, zum größten Teil beigemengtes Hydroxyd, enthält (die zum gleichen Zwecke dienende braune *kölnische Umbra* ist pulverförmige Braunkohle). Der *Melinit* (Gelberde) von Amberg in Bayern, feinerdig bis schuppig, gelb, durch Brennen rot, führt schon zum gelben Eisenocker hinüber (pag. 569). Ähnlich ist der ziegelrote *Plinthit* aus dem Basalt der Grafschaft Antrim in Irland.

Sehr unreine und stark eisenhaltige Massen sind ferner: *Eisensteinmark* (Teratolith), lavendelblau und rot. zuweilen mit weißen Bändern, weich, erdig und mager,

bildet Lager im Steinkohlengebirge von Planitz bei Zwickau; es ist die berühmte „sächsische Wundererde", die früher ebenfalls als Medikament vielfach benutzt wurde. *Bergseife* (Oropion), braun bis schwarz, weich und fettig anzufühlen, in Nestern und Lagern und auf Klüften bei Olcucz in Polen, Artern in Thüringen und aus der Gegend von Bilin in Böhmen. *Walkererde* (Smektit), graubraun und grün, mit Wasser nicht plastisch, ist feinerdig und porös, saugt leicht Fette auf und ist daher zum Walken der Tücher geeignet. Durch Verwitterung von Gabbro bei Roßwein in Sachsen; mit anderen Tonen Lager bildend, im Westerwald im Tertiär, im Keuper und Jura in Württemberg, bei Nutfield in Surrey und an anderen Orten in England etc.

Chromoxydhaltig ist der *Wolkonskoit*, einem dunkelgrünen Ton ähnlich, amorph mit muschligem Bruch, fettig anzufühlen und matt; in Knollen im permischen Sandstein vom Berg Efimyatskaja im Gouvernement Perm in Rußland. *Chromocker*, ein Cr_2O_3-haltiger, grüner Ton von Halle, Schlesien und von Creuzot in Frankreich. Ähnlich der smaragdgrüne *Selwynit* aus dem Obersilur von Victoria in Australien.

Einen höheren Kieselsäuregehalt als der Kaolin, z. T. wohl auf beigemengten Quarzteilchen beruhend, haben außer dem oben schon erwähnten Sphragid: *Cimolit*, graulichweiß, stark porös und erdig von der Insel Argentiera (Kimolos), mit 63 SiO_2. Wenig verschieden ist der grünliche *Pelikanit* im Granit der Gegend von Kiew und der grünlichweiße *Anauxit* (63 SiO_2), toniges Verwitterungsprodukt des Augits bei Bilin in Böhmen und an der Limburg im Kaiserstuhl im Breisgau. *Ehrenbergit*, rosenrot, frisch fast gallertartig, wenn ganz eingetrocknet rissig und porös, im Trachyt des Siebengebirges, enthält $64^1/_2$ SiO_2 und etwas Alkali. Ähnliche rosenrote Tone sind: der seifenartige *Rodalith* aus den Mandelsteinen der Grafschaft Antrim in Irland, sowie der wieder SiO_2-ärmere, aber wasserreichere *Montmorillonit* mit 25 H_2O und 50 SiO_2, entsprechend: $H_2Al_2Si_4O_{12}.2H_2O$, sehr weich, von Montmorillon (Dep. Vienne, Frankreich). Letzterem in der Zusammensetzung sehr ähnlich ist der etwas $CaCO_3$ enthaltende bolähnliche *Stolpenit* aus dem Basalt von Stolpen in Sachsen. Wasserärmer ist der grün und weiß gefleckte *Razumoffskin* mit Pimelit im Serpentin bei Kosemütz in Schlesien und der sehr weiche, gelblichweiße *Malthazit*, der dünne Platten im Basalt von Steindörfel in der Lausitz bildet.

Allophan.

$Al_2SiO_5.5H_2O = Al_2O_3.3SiO_2.5H_2O$ gibt die mittlere Zusammensetzung, die ziemlich schwankend ist. Meist durch Kupferverbindungen blau oder grün gefärbt, sonst farblos, gelb, braun und rot, durchscheinend bis halbdurchsichtig und glasglänzend, ähnlich manchem Opal aussehend, und wie dieser amorph. Spröde mit muschligem bis unebenem Bruch. H. = 3. G. = 1,8—2,0. Unschmelzbar; von Säuren zersetzt. Derbe Überzüge mit nierenförmiger und traubiger Oberfläche, sowie stalaktitisch, besonders auf Kupfererzgruben. Es ist eine frisch zuweilen noch schmierige Neubildung. Gräfenthal bei Saalfeld und Kamsdorf in Thüringen, Dehrn in Nassau, Zuckmantel in Österr.-Schlesien, Moldawa im Banat etc. Ähnliche Substanzen sind: *Carolathin*, aus der Steinkohle von Zabrze in Oberschlesien, gelb durch bituminöse Beimengungen. *Miloschin* (Serbian), ein etwas Cr_2O_3 enthaltender blauer und grüner A. von Rudnjak in Serbien mit Brauneisenstein. *Samoit*, weiß bis gelblich, etwas harzglänzend, bildet stalaktitische Zapfen in einer Lavahöhle auf der Samoa-Insel Upolo.

Pyrophyllit.

$H_2Al_2Si_4O_{12} = H_2O . Al_2O_3 . 4SiO_2$, doch ist die Zusammensetzung etwas schwankend. Rhombische oder monokline, 2-achsige, in einer Richtung vollkommen spaltbare Plättchen, die radial zu sternförmigen Gruppen angeordnet zu sein pflegen.

H. = 1, mild und biegsam. G. = 2,78—2,92. Durchscheinend, perlmutterglänzend. Weiß, gelblich und apfelgrün, sehr ähnlich manchem Talk. V. d. L. sich stark aufblähend und sich dabei wurmförmig hin- und herwindend; nicht schmelzbar. Mit Kobaltsolution geglüht blau. Von Säuren wenig angegriffen. Geht durch Verwitterung in Kaolin über. Auf Quarzgängen im Granit bei Beresowsk im Ural, mit Quarz bei Ottrez in Belgien und auf der Veståna-Eisengrube in Schweden (durch Umwandlung aus Andalusit entstanden), sowie bei Visp im Wallis im Glimmerschiefer, ferner bei Ouro Preto in Brasilien mit Topas, sowie in Arkansas, Georgia und in Nordkarolina in Massen als Pyrophyllitschiefer. Dichter Pyrophyllit ist ein Teil des chinesischen *Bildsteins (Agalmatolith, Pagodit*, vergl. Speckstein und Damourit, pag. 705 u. 724), derbe Massen von unebenem Bruch, farblos oder in verschiedenen Tönen hellgefärbt, schimmernd bis matt. Ähnliches findet sich auch bei Schemnitz in Ungarn, am Ochsenkopf bei Bockau in Sachsen, in Schottland etc. Ganz in die Nähe des P. gehört der *Gümbelit*, weiße perlmutterglänzende sehr zarte Plättchen und Schüppchen, die als Versteinerungsmittel der Graptolithen und mancher Steinkohlenpflanzen dienen. Bildet auch feine, fasrige Lagen im Tonschiefer z. B. bei Nordhalben im Fichtelgebirge. Zum Pyrophyllit gehört auch der weiße, glimmerähnliche *Talkosit*, der am Berge Ida bei Heathcote (Victoria) Schnüre im Selwynit bildet.

Isomorphe Reihe des Epidots.

Eine isomorphe Reihe von der allgemeinen Zusammensetzung: $H_2R_4^{II}M_6^{III}Si_6O_{26} = H_2O \,.\, 4RO \,.\, 3M_2O_3 \,.\, 6SiO_2$. R ist in der Hauptsache Ca, M teils Al, teils Fe. Das nur Al_2O_3, nicht aber Fe_2O_3 enthaltende Glied, der Zoisit, ist rhombisch, während die anderen, Fe_2O_3 etc. enthaltenden Glieder, deren wichtigstes der Epidot, monoklin krystallisieren. Die große Übereinstimmung der Formen ersieht man aus den folgenden Achsensystemen:

Zoisit: $a:b:c = 2,9158:1:1,7900$;

Epidot: $a:b:c = 2,8914:1:1,8057$; $\beta = 98^0\ 57'$.

Statt dieser wenig gebrauchten Achsen werden unten die bei der krystallographischen Betrachtung dieser Mineralien allgemein üblichen benützt werden, die diese nahen Beziehungen nicht erkennen lassen.

Der Epidot ist eine isomorphe Mischung des im isolierten Zustand rhombischen Zoisitsilikats mit einem frei nicht bekannten, entsprechend zusammengesetzten Eisensilikat, das wohl als für sich ebenfalls monoklin krystallisierend angenommen werden muß. In den anderen Gliedern der Reihe, dem Manganepidot und Orthit tritt noch Mn_2O_3, resp. Ce_2O_3 neben Al_2O_3 in die Verbindung ein. Als zweiwertiges Metall ist in der Hauptsache Ca vorhanden; eine kleine Menge Wasser entweicht erst in der Glühhitze. Die hierhergehörigen Mineralien sind meist hart: H. = 6—7, fast immer stark gefärbt und durchweg deutlich spaltbar. Sie sind schwer schmelzbar und werden von Säuren im gewöhnlichen Zustande nicht angegriffen, wohl aber nach starkem Glühen oder Schmelzen. Die folgenden Mineralien bilden die Reihe des Epidots.

Zoisit: $H_2Ca_4Al_6Si_6O_{26} = H_2O.4CaO.3Al_2O_3.6SiO_2$;
rhombisch: $a:b:c = 0,6196:1:0,3429$;
Epidot: $H_2Ca_4(Al,Fe)_6Si_6O_{26} = H_2O.4CaO.3(Al,Fe)_2O_3.6SiO_2$;
monoklin: $a:b:c = 1,5807:1:1,8057$; $\beta = 115^0 24'$.
Manganepidot: $H_2Ca_4(Al,Mn,Fe)_6Si_6O_{26} = H_2O.4CaO.3(Al,Mn,Fe)_2O_3.6SiO_2$;
monoklin: $a:b:c = 1,6100:1:1,8326$; $\beta = 115^0 21'$.
Hancockit: $H_2(Pb,Ca,Sr,Mn)_4(Al,Fe)_6Si_6O_{26} =$
$H_2O.4(Pb,Ca,Sr,Mn)O.3(Al,Fe)_2O_3.6SiO_2$;
Orthit: ? $H_2(Ca,Fe)_4(Al,Ce,Fe)_6Si_6O_{26} = H_2O.4(Ca,Fe)O.3(Al,Ce,Fe)_2O_3.6SiO_2$;
monoklin: $a:b:c = 1,5507:1:1,7684$; $\beta = 115^0 1'$.

(Tschermak, Sitzgsber. Wien. Akad. Bd. 50, pag. 586; Weinschenk, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 26, 1896, pag. 156.)

Zoisit.

39,65 SiO_2, 33,73 Al_2O_3, 24,64 CaO, 1,98 H_2O; 2—3% Fe_2O_3 statt Al_2O_3 infolge der Beimischung einer kleinen Menge von Epidotsilikat, (vergl. Epidot). Die rhombischen Krystalle (Achsensystem siehe oben), sind selten an den Enden deutlich begrenzt, meist langgezogene, stark gestreifte Prismen mit einem deutlichen Blätterbruch || der Längsfläche *b*. An den Krystallen, die nicht selten den Fig. 568 abgebildeten Epidotkrystallen im Habitus ähnlich sind, beobachtet man: $m = \infty P$ (110), $m/m = 116^0\ 26'$; $u = 2P\breve{\infty}$ (021), $u/b = 124^0\ 27'$. Die Prismen oft gebogen und geknickt.

H. = 6; G. = 3,25—3,36. Durchscheinend bis undurchsichtig, selten durchsichtig, glasglänzend, meist grau, selten rot (sog. *Thulit*), zuweilen grün durch einen kleinen Chromgehalt (*Chromzoisit*), oder farblos. + Opt. M. L. *a*; A. E. bald *ab* mit $\varrho > v$, bald *ac* mit $\varrho < v$, sogar an verschiedenen Stellen desselben Krystalls verschieden. $2E = 40^0—70^0$; mit der Farbe und mit der Temperatur sich stark ändernd. Starke Lichtbrechung und schwache Doppelbrechung. Schwierig unter Blasenwerfen zu einem klaren Glase schmelzbar; von Säuren erst nach dem Glühen oder Schmelzen erheblich angegriffen und zersetzt.

In Krystallen oder stengligen Aggregaten, oft mit langen Zusammensetzungsstücken, zuweilen auch in verworrenfasrigen Massen, oft begleitet von Quarz, besonders in krystallinischen Schiefern (vor allem im Amphibolit und Eklogit): an vielen Orten in den Alpen, Saualpe in Kärnten (*Saualpit*), Pregratten, Pfitsch, Sterzing, Faltigl etc. in Tirol, am Groß-Venediger und bei Fusch im Salzburgischen, am Gorner Gletscher bei Zermatt, hier in vollkommen ausgebildeten Krystallen; ferner bei Gefrees im Fichtelgebirge, Goshen in Massachusetts etc. Roter Thulit, zuweilen in deutlichen Krystallen, mit blauem Cyprin und weißem Granat in Quarznieren des Gneißes bei Kleppan, Kirchspiel Souland in Telemarken, sdl. Norwegen; dichter Th. mit Quarz im Gneiß von Lexviken bei Drontheim in Norwegen, wird zu kleinen Ziergeräten verschliffen; derber Th. im mährischen Gesenke, auch bei

Traversella in Piemont mit Talk und grüner Hornblende. Selten findet sich der Zoisit auf Erzlagerstätten, so mit den Eisenerzen von Arendal in Norwegen und mit Kupferkies bei Ducktown in Tennessee, hier ebenfalls in grünen durchsichtigen vollkommen ausgebildeten Krystallen.

Der feinkörnige bis dichte *Saussurit* (pag. 634) hat z. T. die Zusammensetzung des Zoisits. Er ist ein in Zoisit umgewandelter Feldspat, besonders in manchen Gabbrogesteinen im Gemenge mit Diallag etc.

(Tschermak, Sitzgsber. Wiener Ak. Bd. 82, 141; Brögger, Zeitschr. f. Kryst. III, 1879, 471.)

Epidot (Pistazit).

Der Epidot unterscheidet sich vom Zoisit in der Zusammensetzung dadurch, daß er neben Al_2O_3 mehr, und zwar bis zu 17% Fe_2O_3 enthält. Er läßt sich auffassen als eine isomorphe Mischung des Fe_2O_3-freien Zoisitsilikats mit einem entsprechenden Al_2O_3-freien und Fe_2O_3-haltigen Silikat, also als: $m\ (H_2Ca_4Al_6Si_6O_{26}) + n\ (H_2Ca_4Fe_6Si_6O_{26})$; letzteres Silikat enthält: 33,3 SiO_2, 44,3 Fe_2O_3, 20,7 CaO, 1,7 H_2O, das erst in starker Glühhitze entweicht. Die Zusammensetzung des ersteren siehe beim Zoisit. Die sehr eisenarmen, also dem Zoisit in der Zusammensetzung nahe stehenden Epidote hat man *Klinozoisit* genannt. Dasselbe ist der *Fouquéit* von Ceylon.

Die ausgezeichneten monoklinen Krystalle (Achsensystem siehe oben) sind im allgemeinen insofern von den meisten anderen monoklinen Krystallen abweichend ausgebildet, als sie fast stets nach der Orthodiagonale *b* prismenförmig verlängert und stark gestreift sind. Dieser Achse parallel gehen die beiden deutlichen Bl. Br., der vollkommenere *M* und der weniger vollkommene *T*. Man stellt die Krystalle gewöhnlich so, daß $T = \infty\bar{P}\infty$ (100) und $M = 0P$ (001) wird; die scharfe Kante M/T ist durch $r = \bar{P}\infty$ ($\bar{1}01$), die Kante r/T durch $l = 2\bar{P}\infty$ ($\bar{2}01$) abgestumpft,

Fig. 565. Fig. 566. Fig. 567. Fig. 568.

ebenso die stumpfe Kante M/T durch $e = -\bar{P}\infty$ (101) und die Kante M/r durch $i = \frac{1}{2}\bar{P}\infty$ ($\bar{1}02$) (Fig. 565 und 568). $M/T = 115^\circ\ 24'$; $M/i = 145^\circ\ 39'$; $M/r = 116^\circ\ 36'$ über i; $M/l = 90^\circ\ 33'$ (über i und r). $T/e = 150^\circ\ 6'$. Durch das Auftreten vieler Flächen parallel der Symmetrie-

achse sind diese meist mehr oder weniger stark horizontal gestreift. Das Vertikalprisma $z = \infty P$ (110); $z/z = 110^0\ 0'$ ist weniger häufig, als das hintere schiefe Prisma $n = P(\bar{1}11)$; $n/n = 109^0\ 34'$, das häufig mit den Flächen *M*, *T*, *r* die Krystalle allein begrenzt (Fig. 566); häufig ist (Fig. 569) auch das Klinodoma: $o = \mathrm{P}\infty$ (011), $o/M = 121^0\ 31'$, auch oft nur mit *z* das horizontale Prisma *r*, *T*, *e* (Fig. 567) oder mit *z* und *n* das horizontale Prisma *M*, *T*, *r*, *e*, *l* (Fig. 568) begrenzend; $n/o = 146^0\ 6'$; $z/o = 145^0\ 47'$. Die Zahl der an den Enden der Orthodiagonale *b* auftretenden Flächen ist eine sehr große; im ganzen sind

Fig. 569. Fig. 570. Fig. 571.

über 220 einfache Krystallformen am Epidot bekannt, der dadurch eines der formenreichsten Mineralien ist, die man kennt; auch die Zahl der Kombinationen ist sehr erheblich. Eine wenig verbreitete Fläche ist die Längsfläche $P = \infty \mathrm{P}\infty$ (010), welche zuweilen die Krystalle am Ende beinahe allein abschließt (Fig. 569 neben *o* und *M*, *T*, *r*). Zwillinge nach *T* sind häufig, die Endflächen *n*, *o* etc. machen an denselben aus- und einspringende Winkel (Fig. 570), oder auch die Flächen *M*, *r* und *o* (Fig. 571); häufig wiederholt sich diese Zwillingsbildung und nicht selten findet man in scheinbar einfachen Individuen dünne Lamellen nach diesem Gesetz zwillingsartig eingewachsen, welche oft erst im Dünnschliff zum Vorschein kommen. Sehr selten Zwillinge nach *M*.

Bl. Br. siehe oben nach *T* und *M*; Bruch muschlig und splittrig. H. = 6½. G. = 3,3—3,5. Selten farblos oder hellgelb oder -grau oder -grün, häufiger dunkelpistaziengrün (*Pistazit*), um so dunkler je mehr Fe_2O_3; selten rot (Zillertal). Glasglänzend, durchscheinend bis durchsichtig. Der dunkel gefärbte ist sehr stark pleochroitisch in grünen und braunen Tönen: z. B. senkrecht zu *T*, ziemlich genau in der Richtung einer Elastizitätsachse, der 2. Mittellinie, gesehen braun, in der Richtung der 1. Mittellinie nahe senkrecht zu *i*, grün, in der Richtung der Symmetrieachse gelb. Das in der Richtung der Symmetrieachse *b* schwingende Licht wird in dunkelgrünen Epidoten beinahe vollständig absorbiert; diese Epidote könnten daher polarisierende Apparate liefern, ähnlich den Turmalinplatten. Die opt. A. E. ist die Sym. Eb., die — 1. M. L. macht im spitzen Achsenwinkel β mit der Achse *c* $2^0\ 26'$ für grünes, $2^0\ 56'$ für rotes Licht (Fig. 565). Die zweite M. L. ist beinahe senkrecht zu *T*, daher sieht man auf *T* im Polarisationsinstrument häufig

die Interferenzfiguren. Diese sieht man auf *T* auch häufig direkt ohne Instrument, viele Epidotkrystalle sind idiocyklophan. $\beta = 1{,}75405$ (r.) und 1,76213 (gr.); Doppelbrechung stark, wenn viel Fe_2O_3: $\gamma - \alpha$ bis 0,056, in eisenarmen schwächer. Der wahre Achsenwinkel: $2V = 73^0\ 48'$ (r.) und $73^0\ 36'$ (gr.), also $\varrho > v$. Die Dispersion ist die geneigte. Die angeführten Zahlen gelten für die dunkelgrünen Krystalle von der Knappenwand im Salzburgischen, für hellere, eisenärmere sind dieselben etwas anders. Der E. schmilzt unter Blasenwerfen ziemlich schwer und nur in dünnen Splittern zu einer blumenkohlähnlich aufgeblähten Masse und ist dann nicht mehr schmelzbar; die Schmelze eisenreicher Epidote ist etwas magnetisch. Von Säuren zersetzt erst nach dem Schmelzen oder Glühen, wodurch auch das spezifische Gewicht vermindert wird.

Der Epidot findet sich in deutlichen, aufgewachsenen Krystallen, oder in derben exzentrisch strahligen und -stengligen, sowie körnigen Aggregaten auf Klüften und Hohlräumen in allen möglichen alten krystallinischen Silikatgesteinen, mit Krystallen von Quarz, Feldspat und anderen Silikaten, Apatit etc. zusammen als Neubildung, besonders in krystallinischen Schiefern, aber auch in Eruptivgesteinen, Graniten, Syeniten etc., auf manchen Magneteisenlagerstätten; auch eingewachsen im Kalk, aber selten. In hellgrünen, derben, feinkörnigen bis dichten Aggregaten außerordentlich häufig als Umwandlungsprodukt von Feldspat, Augit, Hornblende und anderen Silikaten, nach welchen auch Pseudomorphosen bekannt sind. In größeren Massen gebirgsbildend als Epidotfels (Epidosit), der zuweilen ein Umwandlungsprodukt anderer Gesteine darstellt. Schöne Krystalle auf Klüften krystallinischer Schiefer: vor allem der Epidotstollen an der Knappenwand im Untersulzbachtal am Großvenediger im Salzburgischen, äußerst zahlreiche, schöne und große, dunkelgrüne, durchsichtige Krystalle auf Klüften eines Epidotschiefers mit Asbest, Apatit etc., das schönste und reichste Epidotvorkommen der Welt; auch sonst noch mehrfach in den Alpen: in Salzburg im Habach- und Krimmler Achental; in Tirol im Zillertal (am Roten Kopf kleine hellgefärbte Krystalle, auch rote, wie Thulit); in der Schweiz im Tavetsch und bei Zermatt im Wallis; in Piemont im Alatal; im Dauphiné bei Bourg d'Oisans, hier in der Ausbildung wie Fig. 569 mit der Längsfläche *P* (*Delphinit*, *Oisanit*, *Thallit*); in Mähren bei Blansko und Zöptau, hier sehr helle und sehr dunkle Krystalle in isomorpher Parallelverwachsung; in ähnlicher Weise noch an zahlreichen Orten, auch außer Europa, in den Vereinigten Staaten, Kanada, Alaska, Australien etc. Auf Drusen und Klüften im Granit bei Striegau und Hirschberg in Schlesien sowie bei Werchneiwinsk unweit Katharinenburg im Ural (*Puschkinit*); im Syenit am Monzoni im südl. Tirol; im Grünstein auf Elba etc. auf Magneteisenlagerstätten bei Schwarzenberg, Berg-

gießhübel und Breitenbrunn in Sachsen, bei Schmiedeberg in Schlesien, Traversella in Piemont und vor allem bei Arendal in Norwegen, hier sehr große dunkelgrüne, nur durchscheinende Krystalle (*Arendalit*, *Akanthikon*) mit besonders ausgeprägtem schaligem Bau, so daß sich häufig einzelne Schalen kappenförmig von dem inneren Kern abheben lassen. Begleiter der Kupfererze am Oberen See in Nordamerika im Malaphyr. Im Kalk eingewachsen auf der Achmatowskschen Grube bei Slatoust im Ural, schwarzbraun und nach der *b*-Achse stark verkürzt; den Krystallen fehlen alle Flächen || der Achse *b*, nur *z*, *n* und *o* sind vorhanden und bilden dihexaederähnliche Formen (*Bucklandit*). Am gleichen Fundort auf Drusen im Chloritschiefer grüne Krystalle von der gewöhnlichen Art. Ein feines grünes Pulver von E. in den Goldwäschen von Muska in Siebenbürgen ist die sog. *Skorza*. *Withamit* ist ein meist derber, roter E. aus dem Labradorporphyr von Glencoe in Schottland.

(Ludwig, Tschermaks Min. Mittlgn. II, 1877, 187; Laspeyres, Zeitschr. f. Kryst. III, 1879, 525; C. Klein, N. Jahrb. f. Min. etc. 1874, pag. 1 und a. a. Stellen; Bücking, Zeitschr. f. Kryst. II, 1878, 320; Gränzer, Min. u. petr. Mittlgn. IX, 1887, 361; Brugnatelli, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 17, 1890, 529; Zambonini, ibid. Bd. 37, 1902, pag. 1; Artini, ibid. Bd. 14, 1888, 589; Flinck, ibid. Bd. 13, 1888, pag. 405; Ramsay, ibid. pag. 97; Palache, ibid. Bd. 37, 1902, pag. 433.)

Manganepidot (Piemontit).

Chemische Formel und Achsenverhältnis siehe oben. Bildet krystallinisch-langstrahlige schilfähnliche Aggregate; selten deutliche Krystallflächen. Spaltbarkeit wie beim Epidot. H. = $6\frac{1}{2}$. G. = 3,4. Dunkelkirschrot, nur in sehr dünnen Schichten durchsichtig; stark dichroitisch. Strich heller. Optisch wie krystallographisch dem Epidot ähnlich, die M. L. ist aber +. V. d. L. leicht schmelzbar. Von Säuren erst nach dem Glühen oder Schmelzen zersetzt. Auf der dem Gneiß eingelagerten Manganerzlagerstätte von St. Marcel in Piemont im Quarz, im Glimmerschiefer der Insel Groix in der Bretagne, ziemlich verbreitet in Japan in Glaukophanschiefern etc. Auf der Manganerzlagerstätte von Jakobsberg in Wermland (Schweden) im Kalk, ohne Mn_2O_3, aber bis 5% MnO. (Laspeyres, Zeitschr. f. Kryst. IV, 1880, 435.)

Hancockit. Formel siehe oben. 18,5 PbO, 11,5 CaO, 3,9 SrO. Gelblichbraune, stark dichroitische nicht sehr deutlich ausgebildete Kryställchen von der Form des Epidot auf den Zinkerzlagerstätten von Franklin County, New-Jersey.

Pikroepidot. MgO statt CaO enthaltend, kleine farblose bis gelbliche Krystalle mit Lasurstein aus der Nähe des Baikalsees.

Orthit (Allanit).

Ce-, *La-*, *Di-* und zuweilen *Y*-haltige Mineralien von der Krystallform des Epidots. Formel und Achsenverhältnis siehe oben. Die Zusammensetzung ist aber schwankend, was mit der Schwierigkeit der Analyse bei der genauen Bestimmung der *Ce*-Metalle (10—20%) und mit meist eingetretener starker Verwitterung und Umwandlung zusammenhängt. Diese gibt sich durch stärkeren H_2O-Gehalt und dadurch zu erkennen, daß trotz der unzweifelhaft monoklinen Krystallform der O. häufig optisch isotrop ist. Die H_2O-freien wurden wohl *Allanit*, die H_2O-haltigen *Orthit* genannt, beide sind aber nach dem Obigen nicht zu trennen: die Orthite sind wohl nichts anderes als angewitterte Allanite. Die hierher gehörigen Mineralien sind

pechschwarz bis dunkelbraun, selten gelb (*Xanthorthit* von Eriksberg bei Stockholm), die schwarzen häufig von einer braunen Verwitterungsrinde umgeben; undurchsichtig und halbmetallisch ins Fettige. Selten deutlich spaltbar. G. = 3—4. H. = $5^1/_2$—6. V. d. L. unter Aufschäumen zu schwarzem magnetischem Glase schmelzbar. Einige werden schon vor dem Glühen von Säuren zersetzt, die meisten erst nach dem Glühen oder Schmelzen. Sie finden sich in deutlichen, meist eingewachsenen Krystallen, oder häufiger in langen, büschelförmig gruppierten Strahlen oder in derben Massen, in krystallinischen Silikatgesteinen, in Granit, Syenit, krystallinischen Schiefern etc., die in der Umgebung des Orthits braun gefärbt zu sein pflegen. Bes. häufig in Skandinavien: Hitterö, Snarum und Kragerö in Norwegen, auch bei Arendal (früher *Bucklandit* genannt); Stockholm und Fahlun in Schweden; auf der Bastnäsgrube bei Riddarhyttan in Schweden (sog. *Cerin*) mit Cerit; bei Helsingfors in Finnland, hier mit dem isomorphen Epidot parallel verwachsen; bei Miask im Ural (*Uralorthit*); ebenso bei Achmatowsk (*Bagrationit*); in Grönland etc. Seltener im Süden: im Syenit von Weinheim, bei Aschaffenburg, im Thüringer Wald, im Plauenschen Grund bei Dresden und, sehr unrein, zu Mauersberg bei Boden bei Marienberg in Sachsen (*Bodenit* und *Muromontit*), bei Striegau und Schreiberhau in Schlesien etc. In derselben Weise an zahlreichen Orten in den Vereinigten Staaten, sowie in Kanada. Ferner auf der Magneteisenlagerstätte vom Schwarzen Krux bei Schmiedefeld im Thüringer Wald; als große Seltenheit im körnigen Kalk von Auerbach a. d. Bergstraße und ebenso in vulkanischen Auswürflingen einzelne Kryställchen, so am Laacher See (gleichfalls *Bucklandit* genannt); auch am Vesuv. Der *Pyrorthit* bildet die langen schwarzen, geradlinigen Strahlen von Kårarfvet bei Fahlun in Schweden im Feldspat; es ist unreiner, mit Bitumen gemengter Orthit, welcher, einmal glühend, fortglimmt. (v. Kokscharow, Materialien Bd. III; G. v. Rath, Pogg. Ann. Bd. 113; Bauer, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 24).

Vesuvian (Idokras).

Die Zusammensetzung ist kompliziert und wird etwas verschieden angegeben, jedenfalls ist sie von der des Granats verschieden, mit dem man den V. früher für gleich zusammengesetzt hielt. $H_4Ca_{12}Al_6Si_{10}O_{43} = 2H_2O . 12CaO . 3Al_2O_3 . 10SiO_2$ mit 37,2 SiO_2, 19,1 Al_2O_3, 41,5 CaO und 2,2 H_2O. Die Analysen geben 37—39 SiO_2, 13—16 Al_2O_3, 33—37 CaO, Alkalien höchstens 1%, 2—3 H_2O, daneben aber 4—9 Fe_2O_3, 0—3 FeO, 2—6 MgO (z. B. der *Frugårdit* im Kalk von Frugård in Finnland), zuweilen etwas MnO (3,23 bei Jordansmühl in Schlesien, *Manganidokras*, auch bei Pajsberg etc. in Wermland, Schweden) und TiO_2 (1,77 % bei Deutsch-Tschammendorf in Schlesien); häufig etwas F als Vertreter von (OH), in dem Wiluit ca. 3% B_2O_3 als Vertreter für Al_2O_3, und ebenso bei Nischne Tagilsk im Ural 2,31 Cr_2O_3 in den auf Chromeisenstein sitzenden Krystallen. Das Wasser entweicht erst bei starkem Glühen. Außer der obigen sind dem V. noch mehrere andere Formeln zugeschrieben worden, so hauptsächlich neuerer Zeit die weit einfachere: $Ca_2AlSi_2O_7(OH, F)$, die den Analysen ebenfalls in befriedigendem Maße entspricht.

Der V. krystallisiert ausgezeichnet quadratisch; $a : c = 1 : 0{,}5372$.

Die Zahl der einfachen Formen und der Kombinationen ist sehr groß. Prismen meist zu kurzen Säulen verlängert; $d = \infty P (110)$, $M = \infty P\infty (100)$, sowie die Basis: $p = 0P$ (001) fehlen fast nie. Letztere ist zuweilen durch eine sehr niedere Pyramide ersetzt und erscheint dadurch nach den beiden Diagonalen geknickt. Tritt dazu das Oktaeder $c = P$ (111), $c/c = 74^{0}\ 27'$ (S. K.) und $129^{0}\ 21'$ (E. K.), so entsteht eine der gewöhnlichsten Kombinationen (Fig. 572). Zu den beiden Prismen M und d treten nicht selten achtseitige Prismen, und zwar häufiger $f = \infty P2$ (210), seltener $h = \infty P3$ (310) (Fig. 573, 574, 576); zuweilen durch Häufung zahlreicher schmaler Prismenflächen stark vertikal gestreifte, scheinbar zylindrische Krystalle bildend. Außer dem Hauptoktaeder c findet man noch u. a. folgende Oktaeder 1. Stellung: $t = 3P$ (331) (Fig. 573, 575), die Kante c/d, und $i = \frac{1}{3}P$ (113), die

Fig. 572. Fig. 573. Fig. 574.

Fig. 575. Fig. 576.

Kante c/p abstumpfend (Fig. 574 und 575) und das ganz flache $\gamma = \frac{1}{8}P$ (118) (Fig. 574). Das nächste stumpfere Oktaeder $o = P\infty$ (101) stumpft häufig die Endkanten von c ab (Fig. 573, 575). Dazu treten noch Dioktaeder, meist untergeordnet, so z. B. $s = 3P3$ (311) in den Zonen [cM] und [tt], die Kanten c/M abstumpfend (Fig. 573) oder auf die Flächen f schief aufgesetzt (Fig. 576). Zwillinge sind noch nicht beobachtet.

Keine Blätterbrüche, Bruch kleinmuschlig; H. $= 6\frac{1}{2}$; G. $= 3{,}34$ bis 3,47. Durchsichtig bis durchscheinend, auch undurchsichtig; glasglänzend, zuweilen ins Fette; grün, braun bis beinahe schwarz, seltener gelb, blau (*Cyprin*) und rot. Geringer Dichroismus. $\omega = 1{,}7235$, $\varepsilon = 1{,}7226$, also starke Lichtbrechung und schwache — D. Br.; der Wiluit +. Zuweilen anomal, scheinbar zweiachsig. Schmilzt ziemlich leicht unter Blasenwerfen zu einem gelblichen oder grünlichen Glas von erheblich geringerem spezifischen Gewicht. Erst nach dem

Schmelzen oder Glühen von HCl vollständig unter Gallertbildung zersetzt, vorher von Säuren nicht angegriffen.

Ist sehr verbreitet und findet sich in eingewachsenen und in aufgewachsenen Krystallen, die nicht selten ausgezeichnet schalig sind (z. B. die großen Krystalle von Christiansand in Norwegen, bei denen sich einzelne Kappen voneinander abheben lassen). Auch in stengligen und körnigen Aggregaten, sowie dicht. Sehr verbreitet in kontaktmetamorphischen Kalken, begleitet von anderen Kontaktmineralien (Wollastonit, Grossular etc.), so bei Auerbach a. d. Bergstraße, am Monzoni im Fassatal, bei Orawicza, Rezbanya, Dognaczka und Cziklowa im Banat, Catanzaro in Kalabrien etc., sowie, in derselben Weise entstanden, in den Kalkauswürflingen der Somma am Vesuv und im Albaner Gebirge. In dem dem Gneiß und anderen krystallinischen Schiefern eingelagerten Kalk findet sich Vesuvian z. B. bei Egg und sonst in der Umgebung von Christiansand im südl. Norwegen und bei Amity in New-York, hier gelb (*Xanthit*). Auf Klüften im Serpentin im Pfitschtal in Tirol und hauptsächlich an der Mussaalp im Alatal in Piemont, wo schön grüne Krystalle (Fig. 572) begleitet von Granat, Diopsid, Klinochlor etc. auf dichtem Vesuvian sitzen. Vielfach mit denselben Begleitern in krystallinischen Schiefern, teils auf Klüften aufgewachsen, teils eingewachsen, namentlich im Quarz: bei Pregatten, Schwarzenstein, Pfitsch etc. in Tirol, Zermatt im Wallis und sonst in den Alpen an zahlreichen Stellen, in der Achmatowskschen Grube bei Slatoust im Ural etc. Auf Erzlagerstätten, z. B. bei Arendal mit Magneteisen, und bei Pajsberg und Jakobsberg in Wermland mit Manganerzen und ebenfalls etwas manganhaltig. Mit Grossular in einem vulkanischen Tuffe grünlichbraune Krystalle von der Form Fig. 572 an der Mündung der Achtaragda in den Wilui (*Wiluit*). In mikroskopischer Kleinheit verbreitet in den Kalksilikathornfelsen, die besonders Granitstöcke als Kontaktgebilde umgeben. Einige Varietäten des Vesuvian, die mit besonderen Namen belegt wurden, sind noch zu erwähnen: *Egeran*, braune, langstrahlige Aggregate von Haslau bei Eger und bei Göpfersgrün im Fichtelgebirge (Kontaktgebilde im Kalk), Egg bei Christiansand (im Kalk des Gneißes), Sandford in Maine etc. *Kolophonit*, lockere Aggregate fettglänzender gelber, brauner, grauer, schwarzer, rundlicher, z. T. noch mit einzelnen Krystallflächen versehener Körner, teils von Granat (pag. 684), meist aber von Vesuvian, bilden auf der Insel Tromö bei Arendal in Norwegen ein ca. 20 Fuß mächtiges Lager. *Cyprin* durch einen kleinen Kupfergehalt blaue, auch wohl grüne Krystalle und Körner, mit rosenrotem Thulit, farblosem Granat, violblauem Flußspat etc in Quarzadern und -nieren im Gneiß des Kirchspiels Souland in Telemarken im südlichen Norwegen.

Durchsichtiger Vesuvian wird zuweilen als Edelstein verschliffen,

namentlich der braune vom Vesuv und der grüne von der Mussaalp. Ein grünlicher dichter Vesuvian vom Piz Longhin im Bergell, Graubünden und ein ebensolcher aus der Nähe von Sterzing in Tirol und von Kalifornien sind früher für Jadeit gehalten worden.

(v. Zepharovich, Sitzgsber. Wiener Ak. Bd. 49; Brezina, Tschermaks Min. Mitteilgn. VII, 1877; Strüver, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 1; Jannasch, N. Jahrb. f. Min. etc. 1884, Bd. I, pag. 269; Rammelsberg, Sitzgsber. Berl. Ak. 1873; Jannasch und Weingarten, Zeitschr. f. anorg. Chemie Bd. 8 u. 9, 1895 u. 1896; Weingarten, Diss. Heidelberg 1901; P. Franco, Giornale di mineralogia Bd. 4, 1893, 185; Weibull, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 15, 1896, pag. 1; C. Klein, Sitzgsber. Berl. Ak. 1894, 751; Strüver, N. Jahrb. f. Min. etc. 1891, I, 1.)

Dem Vesuvian wird zuweilen angereiht der:

Pilinit, ein filziges, asbestähnliches Haufwerk weißer, gelblicher oder rötlicher Nadeln auf Drusenräumen des Granits von Striegau. Er ist aber weit SiO_2-reicher als V. (55 SiO_2) und soll dem rhombischen System angehören.

Gruppe der Borosilikate.

B_2O_3-haltige Silikate, in denen, jedenfalls zum Teil, B_2O_3 als Vertreter von Al_2O_3 etc. auftritt.

Turmalin (Schörl).

Die Turmaline umfassen eine Reihe rhomboedrisch-hemimorpher Bor-haltiger Silikate von sehr komplizierter und mannigfaltiger Zusammensetzung, die sich zwar alle krystallographisch sehr nahe auf dieselbe Grundform beziehen lassen, aber nicht alle der nämlichen chemischen Formel folgen. Es sind isomorphe Mischungen mehrerer Grundverbindungen, deren wechselnde Mengen die krystallographischen und physikalischen Eigenschaften der verschiedenen Turmalinvarietäten mehr oder weniger stark beeinflussen. In allen Turmalinen findet man als Hauptbestandteile SiO_2, Al_2O_3 und B_2O_3 und als Ersatz für Al_2O_3 zuweilen eine kleine Menge Fe_2O_3. MgO und FeO, beide sich gegenseitig vertretend, sind in manchen Turmalinen wichtige Bestandteile, treten dagegen in anderen vollkommen zurück; CaO und MnO sind nicht immer und stets nur in geringen Quantitäten vorhanden. Alkalien fehlen niemals ganz; am wichtigsten ist Na_2O und in manchen Turmalinen Li_2O, während K_2O eine verhältnismäßig untergeordnete Rolle spielt. Etwas basisches Wasser entweicht beim Glühen; eine kleine Menge F (selten über 1%) vertritt meist eine äquivalente Menge Hydroxyl. Die Feststellung der chemischen Formel und Konstitution ist wegen der großen Menge der Bestandteile (erwähnt sind schon deren 13, zu denen zuweilen noch einige weitere treten, die unten angeführt werden sollen) und der Schwierigkeit der genauen quantitativen Beistimmung einiger derselben noch nicht mit Sicherheit gelungen, doch scheint festzustehen, daß bei allen Turma-

linen das Verhältnis: $SiO_2 : B_2O_3 = 4:1$ herrscht. Nach der Auffassung von Tschermak, der aber mehrere andere gegenüberstehen, lassen sich fast alle T. betrachten als isomorphe Mischungen zweier, resp. dreier Hauptgrundverbindungen, die aber durch den Eintritt isomorpher Elemente eine größere Anzahl spezieller Grundverbindungen liefern. Die erste dieser Hauptgrundverbindungen (*Tu*) ist alkalihaltig und magnesiafrei, die andere (*Tm*) umgekehrt alkalifrei und magnesiahaltig. Dazu gesellt sich als dritte die letzterer entsprechende *FeO*-Verbindung (*Tm,*). Diese hauptsächlichsten 2 (resp. 3) atomistisch gleichartigen Grundverbindungen sind die folgenden:

$Tu = Si_{12}B_6Al_{16}Na_4H_8O_{63} = 12SiO_2 . 3B_2O_3 . 8Al_2O_3 . 2Na_2O . 4H_2O$
(Alkaliturmalin);

$Tm = Si_{12}B_6Al_{10}Mg_{12}H_6O_{63} = 12SiO_2 . 3B_2O_3 . 5Al_2O_3 . 12MgO . 3H_2O$
(Magnesiaturmalin)

$Tm, = Si_{12}B_6Al_{10}Fe_{12}H_6O_{63} = 12SiO_2 . 3B_2O_3 . 5Al_2O_3 . 12FeO . 3H_2O.$
(Eisenturmalin).

Nur wenige Turmaline erfordern die Annahme einer von den beiden letzteren etwas abweichenden *MgO*- resp. *FeO*-Verbindung, *Tn* resp. $Tn, = Si_{12}B_6Al_8R^{II}_{12}H_8O_{61}$, wo $R^{II} = Mg$ und *Fe*.

Diese Grundverbindungen haben die folgende prozentische Zusammensetzung, woraus auch die der aus ihnen gemischten Turmaline im allgemeinen zu ersehen ist:

	Tu	*Tm*	*Tm,*	*Tn*	*Tn,*
SiO_2	37,19	36,53	30,66	38,15	31,80
B_2O_3	10,78	10,58	8,88	11,05	9,21
Al_2O_3	41,96	25,75	21,62	21,52	17,93
FeO	—	—	36,55	—	37,90
MgO	—	24,41	—	25,49	—
Na_2O	6,37	—	—	—	—
H_2O	3,70	2,73	2,29	3,79	3,16
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

In der ersten der obigen Formeln ist Na_2O in vielen Fällen durch Li_2O ersetzt (Lithionturmalin), häufig auch durch etwas K_2O. In den beiden anderen Formeln wird *MgO*, resp. *FeO*, zuweilen zu einem kleinen Teil durch *CaO* und *MnO* vertreten. Nicht selten trifft man geringe Mengen *Ti*, und zwar wahrscheinlich in der Weise, daß Ti_2O_3 an Stelle von Al_2O_3 tritt; selten ist Cr_2O_3 als Ersatz für Al_2O_3 vorhanden. Etwas P_2O_5 beruht wahrscheinlich auf Verunreinigung durch mechanische Beimengungen, ebenso vielleicht eine kleine Menge SnO_2.

(Rammelsberg, Pogg. Ann. 80, 81, 139; Abhandlgn. Berl. Ak. 1890; N. Jahrb. f. Min. etc. 1890, II, pag. 1; Penfield und Foote, Americ. Journ. VII, 1899, 97; Penfield, ibid. X, 1900, 19; Zeitschr. f. Kryst. Bd. 33, 1900, 527; G. Tschermak,

Min. und petr. Mittlgn. Bd. 19, 1899, 155 und Bd. 21, 1901, 1; Zeitschr. f. Kryst. Bd. 35, 1901, 209.)

Die Krystalle sind gewöhnlich in der Richtung der Hauptachse, welche auch die Achse der Hemimorphie ist, verlängert; doch nicht selten auch kurzprismatisch ausgebildet. Das 1. Prisma $l = \infty R$ $(10\bar{1}0)$ ist infolge des Hemimorphismus dreiseitig (128), weil die abwechselnden Flächen fehlen (Fig. 577); auch wenn neben l noch andere Prismenflächen vorkommen, tritt die Dreiseitigkeit meist deutlich hervor (Fig. 578—581). Von solchen anderen Prismen ist das zweite: $s = \infty P2$ $(11\bar{2}0)$ sehr häufig und stets vollflächig (s vorherrschend Fig. 579—581, untergeordnet Fig. 578, 582), wogegen die zwölfseitigen Prismen infolge des Hemimorphismus symmetrisch sechsseitig auftreten, so z. B. $f = \infty P\frac{5}{4}$ $(41\bar{5}0)$ (Fig. 582). An diesem Krystall ist auch l_1 neben l,

Fig. 577. Fig. 578. Fig. 579.

Fig. 580. Fig. 581. Fig. 582.

als zweite Hälfte des 1. Prismas, hier sind aber die beiden dreiseitigen Prismen l und l_1 voneinander ganz unabhängig und ihre Flächen physikalisch verschieden. Wenn viele Prismen nebeneinander auftreten, werden die Krystalle oft scheinbar walzenförmig rund, und die Prismenflächen sind stark vertikal gestreift. Von Endflächen ist die Basis $k = 0P$ (0001) nicht sehr häufig (Fig. 581 unten). Häufig sind Rhomboeder, seltener und meist kleiner Skalenoeder, und zwar an beiden Enden der Prismen im allgemeinen verschiedene. Das Hauptrhomboeder: $P = R$ $(10\bar{1}1)$ ist häufig und fehlt in keiner der abgebildeten Kombinationen; es ist bald nur an einem Ende (Fig. 581), bald an beiden ausgebildet, dann sind aber die Flächen an beiden Enden verschieden. $P/P = 133^{\circ}\ 10'$ (E. K.), übrigens mit der Zusammensetzung etwas schwankend zwischen den Extremen $133^{\circ}\ 2'$ und $134^{\circ}\ 7'$, gibt: $a:c = 1:0{,}4474$. Ebenso sind häufig das nächste

stumpfere Rhomboeder: $n = -\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$ (Fig. 580, 582) und das nächste schärfere: $o = -2R$ $(02\bar{2}1)$ (z. B. Fig. 577, 578, 580, 582). Bei allen Rhomboedern sind am einen Ende des Krystalls die Flächen P auf die Flächen, am anderen Ende auf die Kanten des dreiseitigen Prismas l gerade aufgesetzt (Fig. 577). Von Skalenoedern beobachtet man u. a.: $t = R3$ $(21\bar{3}1)$ (Fig. 581); $x = R5$ $(32\bar{5}1)$ (Fig. 578, Krystall des braunen T. von Gouverneur, New York, wo das eine Ende mehr wie sonst ausgesprochen skalenoedrisch ausgebildet zu sein pflegt) etc. Die Zahl der am Turmalin beobachteten einfachen Formen ist sehr beträchtlich, man kennt zur Zeit etwa 180. Die verschiedene Ausbildung beider Enden der Krystalle zeigen fast alle obigen Figuren. Dem entsprechend müssen auch die Flächen oben und unten in ihren speziellen Ausdrücken verschieden werden, was sich auf die oben angegebenen Symbole leicht anwenden läßt (128). Jedenfalls ist immer, wenn ein Rhomboeder oder ein Skalenoeder an demselben Krystall mit allen Flächen ausgebildet ist, die obere Hälfte von der unteren verschieden. Beiderseits gut ausgebildete Krystalle sind indessen nicht besonders häufig; Zwillinge fehlen fast ganz (nach R $(10\bar{1}1)$). (Worobieff, Ztschr. f. Kryst., Bd. 33, 1900, pag. 263; G. D'Achiardi, vgl. pag. 757 u. 761.)

Kein Bl. Br. Bruch kleinmuschlig bis uneben. H. = 7—7½. G. = 2,9—3,2, je nach dem Gehalt an schweren Metallen und damit nach der Farbe: farblos: 2,9—3,1; hellgefärbt: 3,0—3,1; braun: 3,1; blau und schwarz: 3,1—3,2. Glasglanz, auf Bruchflächen schwarzer Krystalle pechartig. Alle Grade der Durchscheinenheit; auch die scheinbar ganz undurchsichtigen, schwarzen T. sind in dünnen Lamellen durchsichtig, braun, blau, violett, auch grün. Die schön gefärbten durchsichtigen Varietäten nennt man *Edelturmaline*; sie werden häufig als Edelsteine verschliffen.

Die Farben sind der wechselnden Zusammensetzung entsprechend sehr mannigfaltig und gehen von der vollständigen Farblosigkeit durch alle möglichen Farbentöne bis zum tiefsten Schwarz. Die Färbung ist meist einheitlich, nicht selten treten aber auch an demselben Krystalle infolge isomorpher Fortwachsung verschiedene Farben auf. Entweder sind die beiden Enden des Krystalls abweichend gefärbt, grün und rot, farblos und grün, farblos oder licht gefärbt mit einem kurzen schwarzen Ende (Mohrenköpfe von Elba). Oder einzelne konzentrische Schichten von verschiedener Farbe liegen übereinander und bringen eine mehr oder weniger ausgesprochene Zonarstruktur hervor. Hierher gehören u. a. manche Krystalle von Brasilien sowie von Paris in Maine und Chesterfield in Massachusetts in den Vereinigten Staaten, die aus einem roten Kern mit einer parallel darüber gewachsenen grünen Hülle bestehen.

Bei den farblosen Turmalinen (*Achroit*) sowie bei den lichtroten

und grünen fehlen MgO und FeO fast ganz, dagegen pflegt eine kleine Menge MnO vorhanden zu sein; Alkalien herrschen den genannten Bestandteilen gegenüber vor, besonders Li_2O; es sind die eigentlichen *Lithionturmaline*. Dem Silikat *Tu* ist nur sehr wenig *Tm* und *Tm,* beigemischt. Ähnlich sind auch die dunkler roten Varietäten (*Rubellit*) zusammengesetzt. Die dunkelgrünen enthalten schon etwas mehr FeO und bei manchen fehlt Li_2O ganz. Hier ist also eine etwas größere Menge des Silikats *Tm,* vorhanden. Grün sind auch die Chromturmaline, von denen der auf Chromeisenstein von Nischne-Issetsk im Ural am chromreichsten ist (10,86 Cr_2O_3). Noch ein wenig höher steigt der Betrag des Silikats *Tm,* bei dem eisenreicheren blauen Turmalin (*Indigolith*). Die braunen und gelben T. enthalten wenig Alkalien, darunter kein Li_2O, dagegen viel MgO neben wenig FeO; das zweite Silikat *Tm* ist mit ungefähr ebenso viel *Tu* und wenig *Tm,* gemischt. Es sind die MgO-reichsten Turmaline die man kennt, die eigentlichen *Magnesiaturmaline*. Bei dem schwarzen Turmalin, dem speziell sog. *Schörl*, gesellt sich zu MgO eine mehr oder weniger große, aber stets bedeutende Menge FeO, die sogar meist überwiegt und bis zum fast völligen Verschwinden von MgO steigen kann. Alkalien treten gegen MgO und FeO zurück und Li_2O fehlt ganz. Es sind *Eisen-* und *Eisenmagnesiaturmaline*, in denen *Tm* und besonders *Tm,* mit wenig *Tu* gemischt sind. Nur einige wenige schwarze und braune T. erfordern die Annahme der Silikate *Tn* und *Tn,,* z. B. der braune von Gouverneur in New-York.

Der Turmalin ist ausgezeichnet pleochroitisch, stärker als die meisten anderen Mineralien, besonders der dunklere. So sind z. B. gelblichbraun die Schwingungen parallel zur Hauptachse *c*, spargelgrün die senkrecht dazu; oder dunkelbraunviolett die $\parallel c$, grünlichblau die $\perp c$, oder purpurrot $\parallel c$, blau $\perp c$ etc. Im allgemeinen werden die in der Richtung der Achse *c* schwingenden außerordentlichen Strahlen, weniger stark absorbiert als die senkrecht zu *c* schwingenden ordentlichen, ja von dunkelgefärbten Turmalinen werden sogar die letzteren vollständig absorbiert (Anwendung zu Turmalinzangen (231)); besonders geeignet hierzu ist der braune T. von Brasilien und Ceylon. Eine Folge dieser Absorptionsverhältnisse ist, daß senkrecht zur Achse geschliffene Turmalinplatten oft ganz undurchsichtig und jedenfalls immer dunkler gefärbt sind als gleich dicke parallel der Achse aus demselben Krystall, was namentlich bei der Benutzung als Schmuckstein zu beachten ist. Lichtbrechung schwach; Doppelbrechung —, ziemlich stark. $\omega = 1{,}6366$; $\varepsilon = 1{,}6193$ (*Na*-Licht) für einen farblosen Krystall. Ist nicht selten optisch anomal und gibt zweiachsige Interferenzbilder. Alle optischen Eigenschaften schwanken beträchtlich mit der Zusammensetzung.

(Wülfing, Programm Hohenheim 1900; Centralblatt f. Min. etc. 1901, pag. 299; G. d'Achiardi, Proc. verb. soc. tosc. Pisa. 1894; vergl. auch pag. 761.)

Stark pyroelektrisch, entsprechend dem Hemimorphismus polar nach der Achse *c*. Die schwarzen Krystalle werden nicht so stark erregt als die heller gefärbten und besonders viele grüne und braune von Brasilien und Ceylon. Im allgemeinen, doch nicht immer, ist das flächenreichere Ende der antiloge Pol.

(G. Rose, Abhandlgn. Berl. Ak. 1836 und 1843; Pogg. Ann. 39, 285; Schedtler, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. IV, 1886. pag. 527.)

Teils schwer schmelzbar (die hellgefärbten eisenarmen; die ganz oder fast ganz farblosen schmelzen überhaupt nicht, werden aber trübe und blähen sich etwas auf, daher *Apyrit*); teils ziemlich leicht unter Aufschäumen (die dunkeln eisenreichen, daher *Aphrizit*). Mit Flußspat und Kaliumbisulfat zusammengeschmolzen grüne Bor-Flamme. Von Säuren, auch von *HF* nicht angegriffen, nach dem Schmelzen oder starken Glühen, aber von kochender H_2SO_4 zersetzt.

Der Turmalin findet sich sehr häufig in vollkommen ausgebildeten Krystallen. Sie sind bald aufgewachsen auf Drusen und zwar fast stets mit dem krystallographisch einfacheren analogen Ende, mehr oder weniger dicke und lange Prismen bis zu feinen Nadeln. Zuweilen bildet der T. verworren fasrige, filz- oder asbestähnliche Aggregate, wie z. B. im Granit vom Epprechtstein im Fichtelgebirge; dasselbe ist auch der Fall bei dem grünlichbraunen *Zeuxit* von Redruth in Cornwall. Außerordentlich verbreitet ist der T. eingewachsen in den Gesteinen, die Krystalle ringsum ausgebildet, ebenfalls nicht selten von bedeutender Größe in allen Zwischenstufen bis zu mikroskopischer Kleinheit. Die eingewachsenen Individuen sind aber auch in vielen Fällen an den Enden unregelmäßig begrenzt und bilden krystallinische Stengel, die sehr häufig zu strahligen Aggregaten vereinigt sind, nicht selten radial um einen Punkt herum (Turmalinsonnen). Die längeren eingewachsenen Prismen sind manchmal gekrümmt und gebogen und sogar geknickt und gebrochen und die einzelnen Bruchstücke durch andere Mineralien, z. B. Quarz, voneinander getrennt, sonst aber in ihrer ursprünglichen Lage. Eingewachsen sind nur die dunkeln, die braunen und namentlich schwarzen Magnesia- und Magnesia-Eisenturmaline; aufgewachsen diese sowohl als die hellgefärbten Alkaliturmaline.

Die Gesteine, in denen Turmalin vorkommt, sind zunächst die krystallinischen Schiefer, Gneiß, Glimmerschiefer, Granulit, Hälleflinta, Chloritschiefer etc. Es sind hier fast ausschließlich schwarze und braune Krystalle, meist eingewachsen, besonders mit Quarz und in diesem; allerdings sehr oft nur mikroskopisch klein und in dieser Form auch in den Phylliten und Tonschiefern. In manchen krystalli-

nischen Schiefern ist der T. bis zur Bildung von Turmalinschiefer angehäuft.

Sehr verbreitet in granitischen Gesteinen, besonders im Alkaligranit, bald auf Drusen aufgewachsen (helle und dunkle Varietäten), bald (nur der schwarze) als Gesteinsgemengteil eingewachsen (Turmalingranit), gleichfalls vielfach in quarzreichen Ausscheidungen. Er findet sich so besonders in den randlichen Partien des Gesteins, sowie längs Spalten und Klüften und in pegmatitischen Gängen angehäuft, nicht selten Turmalinsonnen bildend (z. B. am Monzoni bei Predazzo in Tirol). Besonders wichtig ist der T. in dem zu Greisen umgeänderten Granit und in den damit in Verbindung stehenden Zinnerzlagerstätten, überall wo der Zinnstein in dieser Weise vorkommt, auch hier stets von Quarz begleitet, so im Erzgebirge bei Zinnwald, Altenberg, Schlaggenwald, Geyer etc., in Cornwall, Bangka und an manchen anderen Orten. Dieses Auftreten weist darauf hin, daß der T. wohl meist im Granit kein ursprünglicher Gemengteil, sondern aus den übrigen Granitmineralien durch pneumatolytische Prozesse infolge der bei und nach der Graniteruption erfolgten Exhalation bor- und fluorhaltiger Dämpfe nachträglich entstanden ist. Durch diese ist namentlich der Glimmer und der Feldspat in T. verwandelt worden, nicht selten unter Beibehaltung der Form und unter Bildung von Pseudomorphosen, besonders nach Feldspat (Cornwall). Ein bekanntes Beispiel eines auf diese Weise turmalinisierten Granits ist der rot (Orthoklas) und schwarz (Turmalin) gefleckte *Luxullian* von Luxulyan in Cornwall. Auf derartige Prozesse weist auch die häufige Begleitung des T. im Granit durch andere fluorhaltige Mineralien (Flußspat, Topas, Apatit etc.) hin, sowie sein sehr verbreitetes Vorkommen in den durch den Granitkontakt veränderten Schiefern, die dabei oft in Turmalinhornfelse etc. übergehen. Solche Gesteine, in denen sich der T. ebenfalls nicht selten stark anhäuft (Schörlfels), kennt man z. B. von Hohwald in den Vogesen, vom Auersberg bei Eibenstock im Erzgebirge, aus Cornwall, aus den White Mountains bei Albany in New-York etc. Sehr spärlich findet sich der T. in Ergußgesteinen und zwar fast nur in älteren, z. B. in Felsitporphyren und deren Tuffen, so bei Groß-Umstadt im Odenwald; am Mt. Bischoff in Tasmanien, z. T. auch im Erzgebirge und in Cornwall mit Zinnstein. Er ist durch nachträgliche pneumatolytische Umwandlung in diesen Gestein entstanden. Zuweilen im körnigen Kalk und Dolomit, so am Campo longo im Kanton Tessin grün, bei Gouverneur im Staat New-York rötlichbraun etc. Selten auf anderen als Zinnerzlagerstätten, so z. B. mit Kupfererzen bei Taltal im nördl. Chile, wo ein Gemenge von T. mit Rotkupfererz als *Taltalit* bezeichnet worden ist und auf dem Magneteisenlager von Arendal in Norwegen. Aus seinem ursprünglichen Muttergestein ausgewittert liegt der T. vielfach auf

sekundärer Lagerstätte. In größeren mehr oder weniger abgerollten Geschieben, z. B. in den Edelsteinseifen von Ceylon und Brasilien; mikroskopisch klein in Sanden und Sandsteinen, Kalksteinen, Mergeln etc., doch soll er in diesen Gesteinen vielfach auch eine Neubildung sein.

Fundorte sind sehr zahlreich, so daß außer den schon erwähnten nur noch wenige genannt werden können, die wegen guter Ausbildung der Krystalle oder aus anderen Gründen wichtig sind. Sie sind nach der Farbe der Krystalle geordnet, doch kommen vielfach auf einer Lagerstätte, ja auf derselben Druse Krystalle von verschiedener Farbe vor.

Farblos, rosa, grünlich und *gelblich;* stets auf Drusen im Granit aufgewachsen, häufig von Lepidolith begleitet. Die Krystalle dieser wie der anderen heller gefärbten (nicht schwarzen) Varietäten erreichen kaum die Länge und Dicke eines Fingers. Durchsichtig bei Penig in Sachsen, Schüttenhofen in Böhmen, San Piero auf Elba (hier häufig verschiedene Farben am nämlichen Krystall, auch Mohrenköpfe), Paris in Maine. Trübe langstrahlige Aggregate auf Lepidolith von Rozena in Mähren in einem Pegmatitgang, und ebenso bei Rumford in Maine, im südl. Kalifornien etc. Ebenfalls im Granit kommt der dunkler rote *Rubellit* vor, der zuweilen ins Violette spielt. Sehr schön in Sibirien (daher auch *Siberit, sibirischer Rubin* der Juweliere) im Bezirk Katharinenburg in der Nähe von Schaitansk und Mursinsk (Alabaschka, Juschakowa, Sarapulsk.) Ausgezeichnetes Vorkommen bei Mainglon in Birma, sowie bei Auburn in Maine. Die roten mit grünen Mänteln von Brasilien, Paris und Chesterfield sind schon erwähnt, an allen diesen Fundorten auch ganz rote und ganz grüne. *Grün* sind vorzugsweise die brasilianischen T., die auch als Geschiebe in den Edelsteinseifen des Bezirks Minas Novas (Minas Geraes) vorkommen, und die viel geschliffen werden (brasilianischer Smaragd der Juweliere); ferner die Krystalle aus den körnigen Dolomiten vom Campo longo am St. Gotthard und im Binnental im Wallis; endlich die stets auf Chromeisen im Serpentin aufgewachsenen Chromturmaline, außer dem schon genannten uralischen z. B. die dünnen grünen Nadeln von Montgomery County in Maryland mit 4,32 % Cr_2O_3. Der blaue *Indigolith* (Indicolith) ist selten, meist ziemlich dunkel gefärbt und begleitet in einzelnen Exemplaren die anders gefärbten, so in den Seifen von Ceylon und Brasilien (daher der durchsichtige schleifbare *brasilianischer Sapphir* genannt) etc. Im Granit bei Utö in Schweden und bei Goshen in Massachusetts, meist trübe. *Braun* sind besonders die vielfach geschliffenen, durchsichtigen Geschiebe der Seifen in Ceylon, wo 99 % aller Turmaline diese Farbe haben. Sie sind vielfach ringsum auskrystallisiert und waren wohl ursprünglich in krystallinischen Schiefern eingewachsen.

Eingewachsen im Chlorit- und Talkschiefer ist der dunkler braune, zuweilen ins Grünliche und Schwarze gehende trübe T. im Zillertal in Tirol und im Glimmerschiefer bei Unterdrauburg in Kärnten (*Dravit*). Rötlichbraun ist der T. aus dem körnigen Kalk von Gouverneur in New-York mit skalenoedrischem Habitus (Fig. 578), vergl. *Zeusit*, pag. 757.

Weitaus am verbreitetsten von allen Turmalinvarietäten ist der *schwarze T.*, der *Schörl*. Er bildet nicht gar selten bis armdicke Prismen. Zuweilen aufgewachsen auf Drusen im Granit, weit häufiger eingewachsen in den oben genannten Gesteinen. Die wichtigsten Fundorte sind: Sonnenberg bei Andreasberg im Harz auf Drusen im Granit; die Pegmatite des bayrischen Walds, bes. am Hörlberg bei Lam, braunschwarze Krystalle im Quarz; in Schlesien im Eulengebirge im Gneiß und in dessen Pegmatitgängen, bes. bei Langenbielau; in Böhmen bei Pisek im Granit und bei Bilin im Gneiß; bei Marschendorf in Mähren im Glimmerschiefer; an vielen Orten in den Alpen, so am Hirschkogl bei Krumbach (Steiermark) im Gneiß, im Habachtal im Salzburgischen im Glimmerschiefer, im Zillertal, Pfitschtal etc. in Tirol im Chloritschiefer; bei Predazzo in Südtirol im Granit, hier häufig schöne Turmalinsonnen; in der Schweiz im Gotthardgebiet und in Graubünden; ferner auf den Inseln Elba und Giglio im Granit; vielfach in den Pyrenäen; im Granit von Bovey Tracey in Devonshire sowie in Cornwall, England und ebenso an manchen Orten in Schottland und Irland; in Norwegen bei Kragerö, Snarum und Fossum, Kirchspiel Modum, sowie bei Arendal im Granit; im Gneiß in Westmanland (Schweden), bei Käringbrüka im Chloritschiefer, auch bei Sala; verbreitet im Granit und Gneiß in Finnland; im Ural bei Schaitansk und Mursinsk mit den hellgefärbten, sowie bei Miask im Ilmengebirge im Granit; in Ostindien (Bengalen) ganz dünne Platten || der Achse zwischen Muscovittafeln; bei Valparaiso (Chile) im Granit; vielorts in den Vereinigten Staaten: Stony Point in Alexander County und auf der Culsageegrube bei Franklin (hier mit Korund und z. T. aus Korund entstanden) in Nordkarolina, bei Pierrepont und bei De Kalb, St. Lawrence County, New-York, im Kalkspat eingewachsen, sowie bei Monroe und Haddam in Connecticut im Glimmerschiefer, bei Orford, New Hampshire, bräunlichschwarz im Chloritschiefer etc.; in Grönland z. B. bei Godhaab; in Madagaskar bei Tamatave.

Der Turmalin ist zwar gegen Verwitterung im allgemeinen sehr widerstandsfähig, ist aber doch vielfach umgewandelt, besonders in glimmerartige Mineralien, in Kaliglimmer (Damourit), aber auch in Magnesia- und Lithionglimmer (Cookeit). Deshalb ist auch wohl seine chemische Konstitution in einen gewissen Zusammenhang mit der der Glimmer gebracht worden. Wegen dieser Umwandlung ist der Turmalin auch vielfach mit Glimmerplättchen bedeckt und von solchen

durchgewachsen. Manches was Pinit genannt wird (pag. 676) ist wohl ein dichtes glimmerartiges Umwandlungsprodukt des Turmalins.

(Außer der schon angeführten Literatur sei noch erwähnt: G. D'Achiardi, Memorie soc. tosc. d. sc. nat. Pisa. Bd. 13, 1894, pag. 1, Bd. 15, 1896, pag. 1; Annali d. Università tosc. Bd. 22; vergl. auch pag. 757.)

Axinit.

$H_2Fe_2Ca_4B_2Al_4Si_8O_{32} = H_2O \,.\, 2FeO \,.\, 4CaO \,.\, B_2O_3 \,.\, 2Al_2O_3 \,.\, 8SiO_2$, worin eine schwankende Menge FeO durch MgO und MnO und etwas Al_2O_3 durch Fe_2O_3 vertreten ist; statt H_2O, das erst in der Glühhitze entweicht, findet man zuweilen eine kleine Menge K_2O. Eine Analyse des A. von Bourg d'Oisans im Dauphiné ergab: 43,46 SiO_2, 16,33 Al_2O_3, 5,61 B_2O_3, 2,80 Fe_2O_3, 20,19 CaO, 6,78 FeO, 2,62 MnO, 1,73 MgO, 0,11 K_2O, 1,45 H_2O = 101,08.

Der A. bildet ausgezeichnete trikline Krystalle, die Flächen schneiden sich z. T. in sehr scharfen Kanten (Fig. 583). $P = \infty'P\,(1\bar{1}0)$; $u = \infty P'$ (110), beide deutlich vertikal gestreift; $P/u = 135^\circ\,31'$; die stumpfe Kante P/u abgestumpft durch $l = \infty\bar{P}\bar{\infty}$ (100); $P/l = 151^\circ\,5'$; ferner $r = {}'P\,(1\bar{1}1)$, häufig nach der Kante P/r deutlich gestreift; $P/r = 134^\circ\,45'$ und $r/u = 115^\circ\,38'$; Kante r/u abgestumpft durch $s = 2'P'\infty$ (201), $s/u = 152^\circ\,3'$, und in der Zone [$s\,P$]: $x = P'$ (111), $s/x = 163^\circ\,53'$. $a : b : c = 0,4921 : 1 : 0,4797$; $\alpha = 82^\circ\,54'$; $\beta = 91^\circ\,52'$; $\gamma = 131^\circ\,32'$. Häufig auch in anderer Weise aufgestellt. Auch ist die Ausbildung der Krystalle häufig eine ganz abweichende. Keine Zwillinge. Die scharfe Kante $P/u = 44^\circ\,29'$ durch einen deutlichen Bl. Br. ∥ der Längsfläche $v = \infty\breve{P}\breve{\infty}$ (010) abgestumpft, wo $v/u = 147^\circ\,13'$; ein weniger deutlicher Bl. Br. stumpft die scharfe Kante $P/r = 45^\circ\,15'$ ab. H. = 6½—7. G. = 3,2—3,3. Pyroelektrisch. Braun oder graubraun, zuweilen ins Blau, Violett oder Rot; sehr stark pleochroitisch. Durchsichtig bis durchscheinend, glasglänzend, nicht selten von grünem, pulverigem Chlorit ganz durchsetzt und gefärbt. Schmilzt unschwer zu einem spezifisch leichteren dunkelgrünen Glas. Wird nur stark geglüht oder geschmolzen von HCl völlig zersetzt.

Fig. 583.

Der A. bildet aufgewachsene Krystalle und derbe Massen auf Klüften in krystallinischen Schiefern, besonders Hornblendeschiefern und anderen ältereren krystallinischen Silikatgesteinen, vor allen Diabasen; seltener auf Erzgängen. Vielfach in den Alpen in den krystallinischen Schiefern: bei Bourg d'Oisans im Dauphiné, am Skopi und St. Gotthard in der Schweiz etc., ebenso bei Barèges in den Pyrenäen; als Zersetzungsprodukt im Diabas bei Treseburg und Andreasberg im Harz in derben Aggregaten, auch am Monzoni in Tirol und bei Botallak in Cornwall. Selten im Granit z. B. bei Striegau,

auf Drusen. Auf manchen Erzlagerstätten im Erzgebirge, so bei Schneeberg, Schwarzenberg, Thum (sog. Thumerstein) etc. ebenso bei Kongsberg in Norwegen, Nordmarken (Wermland) und Dannemora in Schweden. Ferner bei Poloma in Ungarn, im Ural, in Japan etc. Überall nur in geringer Menge. Bildet mit Pyroxen, Amphibol, Quarz etc. ein im Granitkontakt in den Pyrenäen vorkommendes Gestein im Kalk, den Limurit. Zuweilen als Edelstein geschliffen.

(Websky, Tschermaks Min. Mittlgn. II, 1872; G. vom Rath, Pogg. Ann. Bd. 128, 1866; Hessenberg, Min. Notizen ((3) H.) an mehreren Stellen; Jannasch und Locke, Zeitschr. anorg. Chemie Bd. 6, 1894, pag. 57.)

Isomorphe Reihe des Datoliths.

Monokline isomorphe Mineralien:

Datolith: $H_2Ca_2B_2Si_2O_{10}$; $a:b:c = 0{,}6329:1:0{,}6345$; $\beta = 90^\circ\ 9'$.
Homilit: $FeCa_2B_2Si_2O_{10}$; $a:b:c = 0{,}6249:1:0{,}6412$; $\beta = 90^\circ\ 39'$.
Euklas: $H_2Be_2Al_2Si_2O_{10}$; $a:b:c = 0{,}6303:1:0{,}6318$; $\beta = 91^\circ\ 42'$.
Gadolinit: (?) $FeBe_2Y_2Si_2O_{10}$; $a:b:c = 0{,}6273:1:0.6607$; $\beta = 90^\circ\ 33\frac{1}{2}'$.

Datolith.

$H_2Ca_2B_2Si_2O_{10} = H_2O.2CaO.B_2O_3.2SiO_2$; 37,50 SiO_2, 21,88 B_2O_3, 35,00 CaO, 5,62 H_2O. Ausgezeichnete aufgewachsene Krystalle (Fig. 584). Achsenverhältnis oben. $g = \infty P$ (110), $g/g = 115^\circ\ 22'$; $f = \infty P2$ (120), $f/f = 76^\circ\ 38'$ (vorn); $s = \infty P\infty$ (100), meist klein, fehlt oft ganz; $a = -P\infty$ (101), oft groß, $a/s = 134^\circ\ 52'$; ebenso $b = 0P$ (001), $b/s = 90^\circ\ 9'$, $b/a = 135^\circ\ 4'$; $c = -P2$ (122), $b/c = 141^\circ\ 7'$; $d = 2P\infty$ (021), $b/d = 147^\circ\ 38'$; $e = P$ $(11\bar{1})$, $e/s = 130^\circ\ 11'$. Im ganzen weit über 100 einfache Formen bekannt. Keine Zwillinge. Kein Bl. Br. Bruch kleinmuschlig. H. = 5—5½. G. = 2,9—3,6. Farblos ins Grünliche, Gelbliche, selten ins Rötliche oder Violette. Fetter Glasglanz. Durchsichtig bis durchscheinend. Opt. A. E. ac; $2V = 74^\circ$—75° (rot); — M. L. um ca. 4° nach hinten gegen c geneigt, so daß sie im spitzen Winkel β liegt. Erst bei sehr starkem Glühen geht H_2O weg. Schmilzt leicht zu einem klaren Glas und färbt die Flamme grün. Von HCl leicht unter Gallertbildung zersetzt.

Fig. 584.

Der D. bildet meist Krystalle. Er findet sich ähnlich wie die Zeolithe, zu denen er früher gerechnet wurde, auf Mandelräumen von Mandelsteinen und auf Klüften von älteren krystallinischen basischen Silikatgesteinen, bes. von Grünsteinen etc.; seltener auf Erzlagerstätten. Bei Andreasberg am Harz auf Klüften des Diabases und des Tonschiefers in der Nähe der Erzgänge; im Diabas auch bei Bergen Hill in New-York; zu Theiß bei Klausen und an der Seißer Alp in Tirol; mit Kupfer am Lake Superior in Melaphyrmandeln; bei

Toggiana in Modena im Serpentin; auf den Magneteisenerzlagern von Utö etc., überall in niederen Prismen. Eine kleintraubige bräunliche Varietät auf Kalkspat der Magneteisenlagerstätte von Arendal heißt *Botryolith*. Eine Pseudomorphose von bräunlichem Hornstein nach D. in ausgezeichnet ausgebildeten großen Individuen von Hay-Tor in Devonshire wurde *Haytorit* genannt.

(Ed. Dana, Tschermaks Min. Mitteilgn. Bd. IV, 1874, pag. 1; Bodewig, Pogg. Ann. 158, pag. 230; Hessenberg, Min. Notizen an versch. Stellen; Luedecke, Zeitsch. f. ges. Naturw. Bd. 61, 1888, pag. 235.)

Homilit, sehr selten, bei Brevik in Norwegen mit Melinophan etc. im Nephelinsyenit in schwarzen Krystallen und Körnern. Ihm nahe steht wahrscheinlich der dunkelbraune *Erdmannit* (Michaelsonit), der den Homilit begleitet.

Euklas. Ausgezeichnete Krystalle mit besonders zahlreichen Vertikalprismen und einem vollkommenen Blätterbruch nach der Symmetrieebene. G. = 3,09—3,11. H. = 7½. Hell meergrün, ähnlich dem Aquamarin, auch blau und gelblich bis fast farblos, durchsichtig bis durchscheinend, glas-, auf dem Bl. Br. perlmutterglänzend. Brasilien bei Boa Vista auf Drusen im Chloritschiefer; Peru; am Fluß Sanarka im Ural in den Goldseifen. In den Tauern auf Periklin aufgewachsen. Sehr selten. Wird als Edelstein benützt. Zusammensetzung siehe pag. 762. (Schabus, Denkschr. Wien. Ak. Bd. VI, 1852.)

Gadolinit. Zusammensetzung (siehe pag. 762) vielleicht noch etwas unsicher. Z. T. umgewandelt, *Be*-frei und isotrop. Schwarze Körner mit grauem Strich und muschligem Bruch; auf diesem meist starker fettartiger Glasglanz. G. = 4—4,5. H. = 6½. Im Granit besonders in Skandinavien: Hitterö in Norwegen, Fahlun und Ytterby in Schweden etc., auch bei Schreiberhau in Schlesien. V. d. L. verglimmend (263) ohne zu schmelzen.

Einige seltene Borosilikate sind:

Hyalotekit von Longban in Wermland, Schweden. Vielleicht: $HR^{II}_4BSi_6O_{19}$, wo $R = Pb, Ba, Ca$ (25% PbO, 20% BaO, 7% CaO, 4 B_2O_3) mit wenig Be, Mn, K_2 etc., F statt (HO). Derb, feldspatähnlich aussehend.

Serendibit. Sehr basisches Borosilikat von Al_2O_3, CaO, MgO und FeO mit wenig Alkalien, worunter Li_2O; zweiachsig, wahrscheinlich triklin. Blau, stark dichroitisch. G. = 3,42. H. = 7 ca. Mit Diopsid im Kalk am Kontakt mit mondsteinführendem Granit; Gangapiliya bei Kandy, Ceylon.

Seiner Zusammensetzung nach gehört hierher auch der *Danburit* (pag. 628). Vgl. auch *Dumortierit*, *Vesuvian* und andere etwas B_2O_3 enthaltende Silikate.

Ein sehr B_2O_3-reiches Silikoborat mit 44,22% B_2O_3 ist der

Howlith, $H_{10}Ca_4B_{10}Si_2O_{28} = 5H_2O \, . \, 4CaO \, . \, 5B_2O_3 \, . \, 2SiO_2$. Er bildet in dem Gips von Brookville in Neu-Schottland weiße, weiche, kreideähnliche Knollen, die aus feinen, wahrscheinlich rhombischen Schuppen bestehen. Mit anderen ähnlichen Substanzen, z. B. einer solchen von der Zusammensetzung: $6H_2O \, . \, 8CaO \, . \, 5B_2O_3 \, . \, 6SiO_2$ in den Ablagerungen von Bormineralien in Kalifornien.

Gruppe der Tonerdesilikate.

Die wichtigsten Mineralien dieser Gruppe sind zusammengesetzt nach der Formel $Al_2SiO_5 = Al_2O_3 \, . \, SiO_2$; 36,90 SiO_2, 63,10 Al_2O_3. Diese Verbindung findet sich in der Natur in verschiedener Weise krystallisiert ausgebildet: als Cyanit

(triklin); als Andalusit (rhombisch); ebenso als Sillimanit. Cyanit und Andalusit gehen durch Erhitzen auf 1350° in Sillimanit über. In dem gleichfalls rhombischen Topas ist der O-Verbindung Al_2SiO_5 noch die entsprechende F-Verbindung Al_2SiF_{10}, isomorph beigemischt. Die Krystallformen des Andalusits und Topases stehen einander sehr nahe (Grünhut, vergl. bei Topas). Einige andere hierher gehörige Mineralien zeigen eine etwas abweichende Zusammensetzung; sie sind von erheblich geringerer Bedeutung als die genannten.

Dumortierit. $Al_8Si_3O_{18} = 4Al_2O_3 . 3SiO_2$ mit 69,4 Al_2O_3. Enthält z. T. B_2O_3 in Vertretung von Al_2O_3 (der von Clip, Arizona bis 5%, auch der vom Veltlin) und bildet so einen gewissen Übergang zur vorhergehenden Gruppe. Eine kleine Menge H_2O ist wohl Folge beginnender Verwitterung. Bildet strahlig-fasrige Aggregate rhombischer Individuen. G. = 3,36. H. = 7. Blau, auch ins Grünliche, z. T. fast schwarz; sehr stark pleochroitisch. Unschmelzbar; von Säuren nicht angegriffen. Auf Pegmatitgängen im Gneiß des Iseron-Tals und bei Brignais (Frankreich); ferner im Veltlin; im Cordierit von Tvedestrand (Norwegen); bei Harlem (New-York); im Quarz von Clip (Arizona) in größerer Menge.

Cyanit (Disthen).

Al_2SiO_5 (siehe oben); etwas Al_2O_3 durch Fe_2O_3 vertreten. **Triklin**, langprismatisch ausgebildete Krystalle (Fig. 585—587), meist ohne Endflächen, mit zwei Blätterbrüchen: $M = \infty \bar{P} \bar{\infty}$ (100), sehr vollkommen, und $T = \infty \breve{P} \breve{\infty}$ (010) weniger vollkommen; $M/T = 106^\circ\ 15'$; die Abstumpfungen der scharfen und stumpfen Kante M/T sind $o = \infty' P$ $(1\bar{1}0)$ und $l = \infty P'$ (110). Quer zu diesen Vertikalflächen liegt die Basis $P = 0P$ (001) (Fig. 585, 586), selten als ursprüngliche Fläche ausgebildet, meist nur als Gleitfläche, nach der Kante P/M gestreift, zuweilen in derselben Richtung gekrümmt und von etwas fasriger Beschaffenheit; $P/T = 93^\circ\ 24'$; $P/M = 100^\circ\ 50'$. Die Fläche P macht auf M eine geradlinige Streifung und geradlinige feine Spaltrisse, welche mit der Kante M/T oder M/l einen beinahe rechten, aber doch deutlich als schief erkennbaren Winkel von $90^\circ\ 23'$ bildet; endlich seien noch erwähnt die seltenen Flächen: $n = ,P' \breve{\infty}$ (011) und $r = 'P, \breve{\infty}$ $(0\bar{1}1)$, welcher letzteren ebenfalls ein, allerdings wenig deutlicher Blätterbruch parallel geht; $M/r = 89^\circ\ 24'$; $P/r = 143^\circ\ 25'$ (Fig. 586). $a : b : c = 0{,}899 : 1 : 0{,}697$, $\alpha = 90^\circ\ 23'$; $\beta = 100^\circ\ 18'$; $\gamma = 106^\circ\ 1'$. Zwillinge sehr häufig; bei den meisten

Fig. 585. Fig. 586. Fig. 587.

ist *M* Zwillingsfläche und die Normale zu *M* Zwillingsachse; die Flächen *o* und *T* beider Individuen machen seitlich, *P* oben einspringende Winkel (Fig. 587); diese Zwillingsbildung kann sich auch mehrfach wiederholen. Verwachsungen zweier oder mehrerer Individuen nach *M*, aber nach anderen Zwillingsgesetzen sind seltener. Ferner sind Zwillinge beobachtet, bei denen die beiden Individuen sich unter ca. 60° schneiden und wo $Z = 2P,\breve{2}$ $(\bar{1}\bar{2}1)$ Zw. Fl. ist; endlich solche nach *P* und nach einer hinteren Schiefendfläche: $\frac{3}{8},P,\bar{\infty}$ $(\bar{3}08)$, welcher ebenfalls Gleitflächencharakter zukommt. Diese letzteren Zwillinge sind so ausgebildet, daß dünne Lamellen nach den genannten beiden Flächen in ein größeres Individuum eingewachsen sind, wie bei den Kalkspatzwillingen nach $-\frac{1}{2}R$, und sie sind wie diese auch wohl durch den Gebirgsdruck in den Krystallen nachträglich hervorgebracht worden.

Die Härte des C. ist an verschiedenen Stellen des nämlichen Krystalls sehr verschieden; auf *M* in der Richtung *M/T* ist H. = $4\frac{1}{2}$—5, in der Richtung *M/P* = 6—7; auf *T* und *o* ist H. = 7. Spröde, z. T. ins Milde; die langen Prismen sind in der Richtung der Kante *M/P* etwas biegsam, daher die eingewachsenen Krystalle in dieser Richtung häufig etwas gekrümmt. G. = 3,56—3,68.

Glasglanz, auf *M* Perlmutterglanz; durchsichtig bis durchscheinend; farblos, gelblich, hauptsächlich blau oder weiß und blau gefleckt, auch ins Grüne, zuweilen durch Beimengungen (von Kohle?) grau bis schwarz gefärbt; wenn stark gefärbt, sehr deutlicher Pleochroismus. Die — opt. M. L. steht beinahe genau auf *M* senkrecht, die A. E. geht durch den spitzen ebenen Winkel von 89° 37', den die Kanten *P/M* und *o/M* auf der Ebene *M* miteinander einschließen, und macht ca. 30° mit der Kante *M/T* (siehe den Pfeil in Fig. 586). $2\,V = 81°—82°$. Unschmelzbar, von Säuren nicht angegriffen. Verwandelt sich bei der Verwitterung zuweilen in Muscovit, aber weit seltener und schwieriger, als der gleich zusammengesetzte Andalusit, ist also gegen Verwitterung viel widerstandsfähiger, als dieser. Geht bei 1350° in Sillimanit über.

Die Krystalle sind fast stets ohne regelmäßige Endflächen; vielfach auch derbe breitstrahlige Aggregate, blau wie die Krystalle; beide hauptsächlich eingewachsen in krystallinischen Schiefern häufig mit Quarz; und ebendort auch fasrige und schmalstrahlige, farblose und gelbe, zuweilen schwarze Massen (*Rhätizit*). Sehr selten auf derbem C. aufgewachsene Kryställchen mit Endflächen. Eine Hauptfundstelle guter Krystalle (im weißen Paragonitschiefer) ist am Mte. Campione bei Faido am St. Gotthard mit Staurolith, mit welchem der C. oft regelmäßig verwachsen ist (173); derbe Aggregate, auch des Rhätizit, meist im Glimmerschiefer, am Greiner in Tirol, im Pfitschtal ebendort,

bei Petschau in Böhmen; als mächtiges Lager bei Horrsjöberg in Schweden; in Nordamerika, Neuseeland. Im Eklogit, z. B. dem der Saualpe in Kärnten, findet sich C. häufig in Gestalt kleiner, dünner, blauer Prismen und ebenso im Granulit (Sachsen, Nieder-Österreich etc.). **Als Gerölle in den Goldseifen im Ural mit Euklas etc. Niemals in Eruptivgesteinen.** Schön dunkelblaue Varietäten werden als Edelsteine verschliffen (Sapparé).

(Bauer, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1878, pag. 283 und 1879, pag. 244 und 717; G. vom Rath, Zeitschr. f. Kryst. III, 1. V, 17; Zulkowski, Sitzgsber. Wien. Ak. Bd. 109, Abtlg. II, 1900, pag. 1.)

Andalusit.

Al_2SiO_5 (siehe oben); häufig etwas Fe_2O_3. Der grüne ***Manganandalusit*** im Glimmerschiefer von Vestanå in Schweden hat 6,91 Mn_2O_3. **Rhombisch und in mancher Beziehung ähnlich dem Topas; annähernd** quadratische Prismen $M = \infty P$ (110) von 90° 50′ mit Basis $P = 0P$ (001) sind die gewöhnlichsten Formen, seltener gesellen sich dazu noch Flächen eines anderen Prismas, sowie solche eines Makrodomas $r = P\bar{\infty}$ (101), r/r = 109° 50′, welche auf die stumpfe Prismenkante **aufgesetzt sind, und andere, aber alle nur untergeordnet** (Fig. 588). $a:b:c = 0{,}9861:1:0{,}7024$. Keine Zwillinge. Deutliche Bl. Br. fehlen (Unterschied von Topas); undeutlich spaltbar nach den Prismenflächen. Bruch kleinmuschlig bis uneben. H. = 7—7½. G. = 3,1—3,2. Glasglänzend bis ganz matt; selten durchsichtig (Brasilien), meist nur durchscheinend bis undurchsichtig; farblos, grau, gelb, rot, braun, grün. Sehr stark pleochroitisch. Opt. A. E. ac, — M. L. c. $2V = 84°\ 30'$ (r.). Schwache Licht- und Doppelbrechung. $\beta = 1{,}638$; $\gamma - \alpha = 0{,}005$. Unschmelzbar, von Säuren nicht angegriffen. **Mit Quarz in den krystallinischen** Schiefern, **besonders im Glimmerschiefer, z. B. bei Lisenz in Tirol und vielfach a. a. O. in den Alpen, bei Goldenstein in** Mähren, **im Riesengebirge und a. a. O. in Schlesien (Landeck); im Fichtelgebirge; im bayrischen Wald bei Herzogau; in Andalusien; bei Dublin in Irland.** Die durchsichtigen braunen Geschiebe von Brasilien aus den Edelsteinseifen von Minas Novas werden auch als Edelsteine geschliffen. Selten im Granit (Schwarzwald, Harz); häufiger im Granitkontakt in dem Andalusithornfels, von mikroskopischer Kleinheit.

Fig. 588.

Der A. verwittert sehr leicht zu Glimmer, viel leichter als der gleich zusammengesetzte Cyanit; an der Oberfläche sind die Krystalle daher oft mit einer dicken, weißen Glimmerschicht bedeckt. Geht ebenfalls bei 1350° in Sillimanit über.

(Grünhut, Zeitschr. f. Kryst. IX, 1884; Zulkowski siehe Cyanit; Gramann, Über die Andalusitvorkommnisse im rhätischen Fluela- und Scalettagebiet, Zürich 1899.)

Eine Varietät des A. ist der *Chiastolith* (Hohlspat), lange farblose, grauliche oder bräunliche, unregelmäßige Prismen, zuweilen nadelförmig dünn, zuweilen fingerdick, im Tonschiefer im Granitkontakt eingewachsen. Das Eigentümliche des Ch. ist, daß längs der centralen Achse und längs den vier Prismenkanten schwarze Stäbchen von mehr oder weniger großem Querschnitt die Krystalle durchziehen, welche durch dünne, diagonal verlaufende, schwarze Plättchen miteinander in Verbindung stehen. Auf dem Querschnitt tritt dann oft eine schwarze kreuzförmige Figur auf weißem oder doch hellem Grund hervor, weshalb solche Querschnitte als Amulette getragen werden (Fig. 589).

Fig. 589 (nach Dana).

Dicke Prismen bei San Jago di Compostella in Galicien (Spanien), in den Pyrenäen und in der Bretagne, auch bei Springfield, Massachusetts, in Nordamerika; dünne Nadeln z. B. bei Gefrees im Fichtelgebirge.

(Rohrbach, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. 39, 1887, pag. 635; Becke, Min. u. petr. Mittlgn. Bd. 13, 1892, pag. 256.)

Sillimanit.

Al_2SiO_5 (siehe oben). Rhombisch, wie Andalusit, aber der Prismenwinkel = 111°; auch andere Eigenschaften weichen ab, also eine dritte heteromorphe Modifikation. Meist farblose, seltener graue oder braune, dünne Prismen und Stengel und feinste Nädelchen, stets ohne regelmäßige Endbegrenzung, liegen zahlreich, meist im Quarz eingebettet in krystallinischen Schiefern: Gneißen, Granuliten, weniger in Glimmerschiefern. Vielfach in mikroskopischer Feinheit in Granitkontaktzonen in veränderten Schiefern, bes. im Andalusithornfels. Zuweilen auch im Pegmatit. In mikroskopisch feinen Nädelchen scharenweise im Cordierit. G. = 3,25. H. = $6^1/_2$—7. Nach der Querfläche sehr deutlich spaltbar. Optisch + und stärker doppelbrechend, als Andalusit. V. d. L. unschmelzbar; von Säuren nicht angegriffen. Die Zahl der Fundorte ist beträchtlich; größere Krystalle auf Quarzgängen im Gneiß von Saybrook bei Chester, Massachusetts. Nicht selten feinfasrige bis dichte filzartig verwebte, meist stark mit Quarz durchsetzte Aggregate, die als *Faserkiesel* oder *Fibrolith* bezeichnet werden. So in rundlichen Knauern im Gneiß des Eulengebirgs in Schlesien, in dünnen Platten im Gneiß von Bodenmais im bayr. Wald; ferner bei Goldenstein und Marschendorf in Mähren (Muttergestein des Chrysoberylls). Einige dieser feinfasrigen Massen haben besondere Namen erhalten: *Buchholzit* von Lisenz in Tirol; *Bamlit* von Bamle in Norwegen; *Xenolith* und *Wörthit* in Geschieben der Gegend von Petersburg. Wurden wegen ihrer Festigkeit vielfach zu prähistorischen Werkzeugen verarbeitet. Zum Sillimanit gehört wohl auch der grüne *Monrolith* von Monroe in New-York, sowie der *Glanzspat*, grau, gradfasrig, als Einschluß in einigen Basalten des Siebengebirges.

Topas.

Auch der Topas ist nach der allgemeinen Formel Al_2SiO_5 zusammengesetzt, er enthält aber daneben noch bis über 20% F. Außerdem entweicht beim Glühen bis 2,65% H_2O, allerdings meist erheblich weniger. Man nimmt daher an, daß ein Teil des F durch eine äquivalente Menge (OH) vertreten werde. Diese Menge ist stets nur klein, so daß in den (OH)-reichsten Topasen nahezu das Verhältnis: $F:(OH) = 3:1$ herrscht (gelber T. von Brasilien), während die F-reichsten fast genau die reine Verbindung: $Al_2SiO_4F_2$ darstellen (farbloser T. von Durango in Mexiko). Man schreibt daher die Formel des Topases allgemein: $Al_2SiO_4(F, OH)_2$. Diesen Verbindungen würden folgende Zahlen entsprechen:

	SiO_2	Al_2O_3	F	H_2O	Sa.
$F:OH = 3:1$:	32,79	55,74	15,57	2,45	= 106,55
OH-frei:	32,61	55,44	20,65	—	= 108,70.

Häufig mit zahlreichen meist mikroskopischen Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen (flüssige CO_2 etc.).

Der Topas ist ausgezeichnet rhombisch krystallisiert (Fig. 590 bis 593). Das Vertikalprisma $M = \infty P$ (110), $M/M = 124^\circ\ 17'$ ist ähnlich dem Vertikalprisma bei der Hornblende, daher spricht man zuweilen beim Topas von einem Hornblendeprisma im Gegensatz zu dem Prisma $l = \infty P\breve{2}$ (120), welches die seitliche scharfe Kante M/M stets zuschärft und bei dem vorn ähnlich wie beim Augitprisma: $l/l = 86^\circ\ 49'$; dieses nennt man danach das Augitprisma des Topases. Die Kanten beider Prismen sind fast nie abgestumpft; von den 3 Pinakoiden ist nur die Basis $P = 0P$ (001) häufig vorhanden, der ein ausgezeichneter Bl. Br. parallel geht. Das Oktaeder $o = P$ (111) begrenzt die Prismen zuweilen für sich allein (Fig. 590), so z. B. an den Krystallen von Mughla

Fig. 590. Fig. 591. Fig. 592. Fig. 593.

in Kleinasien, und an solchen von Ouro Preto (Villa Rica) in Brasilien: $o/o = 141^\circ\ 0'$ und $101^\circ\ 40'$ (E. K.). Zuweilen tritt dazu ein sehr ausgedehntes Brachydoma $n = 2P\breve{\infty}$ (021); $n/n = 92^\circ\ 42'$ (oben, Fig. 592) und auch wohl die Basis (Krystalle von Adontschilon in Sibirien). Bei den Krystallen vom Schneckenstein in Sachsen ist auch noch $s = \frac{2}{3}P$ (223) und $x = \frac{2}{3}P\breve{2}$ (243) vorhanden, die Kanten o/P und o/n abstumpfend (Fig. 591). Fig. 593 stellt einen Krystall von St. Luis Potosi in

Mexiko dar, an dem außer den genannten Formen noch das steile Oktaeder $k = 2P$ (221) und das dessen stumpfe Endkante abstumpfende Makrodoma $i = 2\bar{P}\infty$ (201) ausgebildet ist. Die oben angeführten Winkel geben das Achsenverhältnis: $a : b : c = 0{,}5285 : 1 : 0{,}4769$; Winkel und Achsen sind aber merklich schwankend mit dem OH-Gehalt. An den Krystallen sind selten die beiden Enden des Prismas regelmäßig begrenzt; sie sind dann zuweilen etwas verschieden ausgebildet, aber die Krystalle nicht eigentlich hemimorph, wie auch die Ätzfiguren zeigen. Zwillinge sind noch keine beobachtet.

H. = 8. G. schwankend zwischen 3,523 und 3,574 und mit zunehmendem F-Gehalt steigend. Durchsichtig bis durchscheinend, selten ganz undurchsichtig. Glas-, auf P perlmutterglänzend. Farblos, weingelb, rot, rötlichgelb, braungelb. hellblau und meergrün; die rötlichgelben werden durch Glühen pfirsichblütrot; die Farben, namentlich die meergrüne, bleichen am Licht zuweilen aus. Dichroismus merklich. Opt. A. E. ac, + M. L. c, Spaltungsplättchen geben daher das Interferenzbild mit der Achsenebene || der Brachydiagonale. $\varrho > v$. Für den gelben brasilianischen Topas ist für Gelb: $\alpha = 1{,}62936$; $\beta = 1{,}63077$; $\gamma = 1{,}63747$; also keine starke Lichtbrechung und schwache Doppelbrechung. Die Brechungskoeffizienten nehmen mit steigendem Fluor-Gehalt ab. Der scheinbare opt. Achsenwinkel schwankt zwischen: $2E = 86^0\ 21'$ (gelber T. von Brasilien) und $126^0\ 24'$ (farbloser T. von Thomas Range, Utah), er nimmt also mit dem Fluorgehalt gleichzeitig stetig ab. Durch Pressen, Reiben und Temperaturänderung wird der T. stark elektrisch. V. d. L. unschmelzbar, aber durch kräftiges Glühen trübe. Mit Phosphorsalz im Glasrohr stark erhitzt, gibt der T. etwas HF, wodurch das Glas geätzt wird. Von Säuren nicht angegriffen.

Findet sich meist in Form vollkommen ausgebildeter Krystalle von gewöhnlich kurzprismatischem Habitus, selten über fingerlang und -dick, viel häufiger erheblich kleiner. Die größten bekannten Krystalle, bis 28 cm lang und 16 cm dick, stammen vom Flusse Urulga in Sibirien. Die Krystalle sind fast stets auf Drusenräumen mit einem Ende aufgewachsen und daher nur ausnahmsweise doppelseitig ausgebildet; seltener bildet der Topas einen eigentlichen Gesteinsgemengteil. Manchmal auch derb und dicht. Er findet sich wie der Turmalin und vielfach mit ihm zusammen vorzugsweise in Granit, besonders in dem Zinnstein führenden, und vor allem im Greisen, sowie im Granitkontakt, begleitet von Quarz und von denselben fluorhaltigen Mineralien (Flußspat, Apatit, Lithionglimmer, besonders Zinnwaldit etc.) wie der Turmalin und ist ein Produkt derselben pneumatolytischen Prozesse, welche durch die mit den Graniteruptionen zusammenhängenden F-haltigen Dämpfe vermittelt wurden. Durch diese

sind an vielen Stellen die Gesteine rings um die Granitmasse mit Topas erfüllt, topasiert. Der Topas entsteht so häufig auch durch direkte Umwandlung namentlich Al_2O_3-haltiger Mineralien und bildet nicht selten Pseudomorphosen nach diesen (Feldspat, aber auch Quarz etc.). In dieser Weise findet sich der Topas auf den Zinnerzlagerstätten des Erzgebirges (Altenberg, Geyer, Ehrenfriedersdorf, Zinnwald, Schlaggenwald etc.), teils als Gemengteil des Granits, vorzugsweise aber auf Drusen aufgewachsen in Form meist farbloser, durchsichtiger und glänzender Krystalle. Bei Altenberg bildet er auch langstenglige Aggregate gelblich- bis grünlichweißer, trüber Individuen, mit Zinnwaldit durchwachsen, sog. *Pyknit.* Wie im Erzgebirge ist auch das Vorkommen des T. in den Zinnerzlagerstätten in Cornwall, Tasmanien (Mt. Bischoff, hier auch dicht), Mexiko (La Paz, San Luis Potosi (Fig. 593), Durango). Ausgezeichnete Beispiele topasierter Gesteine sind die die Zinnerzlagerstätten begleitenden Quarzporphyre des Erzgebirges (Stockwerksporphyr, Zwittergestein) und am Mt. Bischoff, sowie der Topasfels vom Schneckenstein bei Auerbach im sächsischen Voigtlande in der Kontaktzone der Eibenstocker Granitmassen, wo Turmalinhornfelsbrocken durch ein aus Quarz und Topas bestehendes Bindemittel zu einer Breccie verkittet sind. Auf Drusenräumen sitzen weingelbe Krystalle von der Form Fig. 591, die früher viel zu Schmucksteinen verwendet worden sind. Ein ähnliches Vorkommen ist vielleicht das von Hauneib im Damaraland (Südwestafrika).

Ohne Zinnstein ist der Topas auf Drusen in Granitpegmatiten verbreitet, hier z. T. in besonders großen und schönen und nicht selten durchsichtigen und wohl gefärbten Krystallen, begleitet von Quarz, Turmalin, Beryll, Feldspat etc. Einige Fundorte dieser Art sind: Elba (mit Turmalin), farblos, und ebenso die Mourne Mountains in Irland. Besonders ausgezeichnet in Rußland im Ural (Gegend von Schaitansk und Mursinsk bei Katharinenburg, bläulich, grünlich und farblos, bei Miask im Ilmengebirge, z. T. wasserhell und flächenreich, aber klein) und in Transbaikalien im Gebiet von Nertschinsk (so in der Gegend des Flusses Urulga von verschiedener Farbe und z. T. ganz besonderer Größe, sodann im Gebirgszuge Kuchuserken und im Adontschilongebirge, meist bläulich und gelblich, seltener farblos, von der Fig. 592 abgebildeten typischen Form). In Japan bei Kioto und in der Provinz Mino. In den Vereinigten Staaten bei Stoneham in Maine, sowie am Pikes Peak und bei Florissant in Colorado. In Australien in Neu-England. Im Granit findet sich auch der trübe, grünlich-, bis gelblichweiße, derbe *Pyrophysalith* (Physalith) von Finbo bei Fahlun.

Selten in krystallinischen Schiefern, z. B. an einigen Punkten der Alpen. Ebenso auch eingewachsen im Kalk (in einer Goldwäsche an der Kamenka, einem Nebenfluß der Sanarka im Ural). Bemerkenswert

ist das Vorkommen in Hohlräumen (Lithophysen) jungvulkanischer Rhyolithe; glänzende wasserhelle Krystalle mit Feldspat und Quarz sowie Mangangranat bei Nathrop in Colorado, und ohne Granat in der Thomas Range in Utah. In einem schwarzen Tonschiefer soll der rötlichgelbe Topas von der Form der Fig. 590 aus der Gegend von Ouro Preto in Minas Geraës, Brasilien, liegen, der als Edelstein hier gewonnen wird. Er wird durch Glühen rot (*brasilianischer Rubin*), doch kommen hier auch natürlich rote Steine als Seltenheit vor. Topas von der nämlichen Form und Farbe unbekannten Vorkommens von Mughla in Kleinasien.

Wegen seiner Widerstandsfähigkeit gegen die Atmosphärilien ist der Topas nicht selten bei der Verwitterung der genannten Gesteine zurückgeblieben. Er findet sich dann mehr oder weniger stark abgerollt auf sekundärer Lagerstätte in Sanden und Seifen vielfach in der Nähe der oben erwähnten Fundorte, so in den erzgebirgischen Zinnseifen, in den Goldwäschen an der Sanarka im Ural etc. Größere Gerölle sind vielfach sehr schön durchsichtig und daher zu Schmucksteinen besonders geeignet. Sie finden sich so in den Edelsteinseifen von Ceylon in mannigfaltiger Färbung; besonders aber, meist farblos und wasserhell, daher *pingos d'agoa* (Wassertropfen), auch blau und gelb, meist etwa von Bohnengröße, nicht selten erheblich größer, im Rio Belmonte, Bezirk Minas Novas, Minas Geraes, Brasilien. Genau ebenso ist der Topas auch aus Australien (Neu-England) und Tasmanien bekannt.

Die häufige Verwendung als Edelstein ist schon im Vorbeigehen erwähnt, namentlich die brasilianischen gelben, sowie auch die farblosen sind in dieser Hinsicht wichtig; dem gelben T. wird nicht selten gelber Quarz (Citrin) untergeschoben. Wasserheller T. wird zuweilen als Diamant zu verkaufen gesucht, mit dem er im spezifischen Gewicht übereinstimmt und dem er bis zu einem gewissen Grade auch im Aussehen gleicht.

Obwohl der T. im allgemeinen der Verwitterung ziemlich widersteht, geht er doch zuweilen in weiche, muscovit- und steinmarkähnliche Substanzen (sog. Steatit, Nakrit, Gilbertit etc.) über und die Krystalle, besonders die gelben brasilianischen sind häufig mit natürlichen Ätzfiguren bedeckt.

(Groth, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 22, 1870, 381; v. Kokscharow, Materialien, an versch. Stellen; Laspeyres, Zeitschr. f. Kryst. I, 1877, 347; Grünhut, ibid. IX, 1884, pag. 113; Jannasch und Locke, Zeitschr. f. anorg. Chemie VI, 1894, pag. 168 und 321; Penfield und Minor, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 23, 1894, pag. 387.)

Zunyit. Ähnlich dem Topas zusammengesetzt: $Al_8Si_3O_{12}(F, Cl, OH)_{12}$. Regulär-tetraedrische, weiße bis graulichweiße, z. T. durchsichtige Kryställchen. G. = 2,875. H. = 7. Zuñi Mine bei Silverton, Colorado, im Guitermanit.

Staurolith.

$H_2\ (Fe,\ Mg)_2\ Al_{10}Si_4O_{26} = H_2O\ .\ 2\ (Fe,\ Mg)O\ .\ 5Al_2O_3\ .\ 4SiO_2$. FeO überwiegt; zuweilen $Fe: Mg = 3:1$, entsprechend: 30,37 SiO_2, 51,92 Al_2O_3, 13,66 FeO, 2,53 MgO, 1,52 H_2O. In dem trüben St. findet man bis über 50% SiO_2, herrührend von eingemengtem Quarz, welcher durch HF herausgeätzt werden kann. Manchmal auch etwas MnO; zuweilen ist wenig Al_2O_3 durch Fe_2O_3 ersetzt. Der *Nordmarkit* im körnigen Kalk des Gneißes von Nordmarken bei Filipstad in Wermland, Schweden, enthält 11,6 Mn_2O_3 und 13,7 Fe_2O_3 neben nur 35,18 Al_2O_3. Eine Varietät von Canton in Georgia gab 7 ZnO. *Xantholith* ist ein CaO-haltiger St. aus Schottland genannt worden.

Rhombisch. $m = \infty P\ (110)$; $m/m = 129^\circ\ 40'$ mit Basis $p = 0P\ (001)$, Längsfläche $o = \infty P\breve{\infty}\ (010)$ und dem Makrodoma $r = P\bar{\infty}\ (101)$; $r/r = 69^\circ\ 28'$ (oben) (Fig. 594, 595). Nicht selten fehlt auch r. $a:b:c = 0,4734:1:0,6828$. Sehr häufig Zwillinge mit durcheinander gewachsenen Individuen, hauptsächlich nach 2 Gesetzen: 1. Zw. Fl. eine Fläche des Brachydomas $\frac{3}{2}P\breve{\infty}$ (032), die Individuen kreuzen sich

Fig. 594. Fig. 595. Fig. 596. Fig. 597.

beinahe rechtwinklig, ihre Vertikalachsen, d. h. die Kanten m/m und $\underline{m}/\underline{m}$, liegen parallel mit einer beiden Individuen gemeinsamen Querfläche; r, m, $\underline{m}$, $\underline{r}$ liegen mit der Zw. Fl. in einer Zone (Fig. 596). 2. Zw. Fl. eine Pyramidenfläche $\frac{3}{2}P\frac{3}{2}$ (232); beide Individuen durchschneiden sich unter annähernd 60°; die Kanten m/m und $\underline{m}/\underline{m}$ liegen ganz anders gegeneinander als vorhin, und r, o, $\underline{o}$, $\underline{r}$ liegen in einer Zone, in welcher auch die Zw. Fl. liegt (Fig. 597). Anders gebildete Zwillinge, z. B. nach der Prismenfläche m, ebenso Drillinge etc. sind weniger verbreitet. Spaltbarkeit nach o ziemlich deutlich; kleinmuschliger Bruch. H. = 7—7½, G. = 3,34—3,77; die niederen Zahlen gelten für die unreinen, trüben, mit Quarz gemengten Krystalle, bei den reinen ist G. = 3,65—3,77. Glasglanz, meist ganz matt; braunrot, häufig sehr dunkel. Merklich pleochroitisch, gelb und rot. Undurchsichtig (die unreinen) bis stark durchscheinend. Opt. A. E. bc, + M. L. c; 2E = 89° für Rot. Starke Licht- und Doppelbrechung. Fast unschmelzbar; von Säuren, auch von HF nicht angegriffen.

Findet sich nur in meist deutlich ausgebildeten, stets eingewachsenen, kurzprismatischen Krystallen im Glimmerschiefer und Gneiß,

sowie im kontaktmetamorphisch veränderten Tonschiefer. So mit Cyanit in dem weißen Paragonitschiefer am Mte. Campione bei Faido am südlichen Abhang des St. Gotthard, mit Cyanit vielfach in regelmäßiger Verwachsung (173); ferner bei Radegund in Steiermark, Sterzing in Tirol, Zöptau und Goldenstein in Mähren, bei Quimper in der Bretagne sehr unrein, San Jago di Compostella in Spanien, im Ural an mehreren Orten, ebenso in Nordamerika z. B. in Fannin Co., Georgia. Nie in Eruptivgesteinen.

(v. Lasaulx, Tschermaks Min. Mittlgn. 1872, 173; Rammelsberg, Sitzgsber. Berl. Ak. 1873; v. Kokscharow, Mat. Min. Rußland, Bd. VII und VIII; Penfield, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 23, 1894, 64.)

Prismatin. $MgAl_2SiO_6 = MgO . Al_2O_3 . SiO_2$ mit 29,7 SiO_2. Bildet rosarote bis hell gelblichbraune, von einem dunkelgrünen feinfasrigen Verwitterungsprodukt (*Kryptotil*) umhüllte, bis fingerlange und -dicke, an den Enden unregelmäßig begrenzte Prismen des rhombischen Systems in einer körnigen albitähnlichen Feldspatmasse, die dem Granulit von Waldheim in Sachsen eingelagert ist. H. = 6—7. G. = 3,341. Davon wohl nicht wesentlich verschieden ist der weiße, glasglänzende dünnstenglige *Kornerupin*, den der Sapphirin in Grönland begleitet.

Sapphirin. $Mg_5Al_{12}Si_2O_{27} = 5MgO . 6Al_2O_3 . 2SiO_2$ mit 12,88 SiO_2, 65,66 Al_2O_3 und 21,46 MgO; ist das SiO_2-ärmste und Al_2O_3-reichste aller bekannten Silikate. Monoklin, aber Krystalle undeutlich; meist Aggregate flacher Körner. Hellblau, zuweilen ins Grau und Grün, glasglänzend. G. = 3,46—3,49. H. = 7½. Unschmelzbar; von Säuren nicht angegriffen. Fiskernäs in Grönland im Glimmerschiefer mit Hornblende, Anthophyllit etc. sowie mit Kornerupin.

b) Wasserhaltige Silikate.

Nachdem eine Anzahl wasserhaltiger Silikate in der Nähe von verwandten wasserfreien in dem vorhergehenden Abschnitt untergebracht worden ist, bleibt, wenn einige andere seltene als unwichtig ganz übergangen werden, hier noch die natürliche Gruppe der *Zeolithe* als Krystallwasser enthaltende Silikate zu betrachten übrig. Es sind meist gut krystallisierte Alumosilikate, welche zugleich noch einen alkalischen Bestandteil, meist Na_2O und CaO, seltener K_2O, sowie BaO und SrO, fast nie MgO und niemals schwere Metalle, enthalten; wenige sind Al_2O_3-frei (Apophyllit). Das Krystallwasser geht bei verschiedenen Temperaturen fort, bei einigen in trockener Luft schon in der Kälte (Laumontit), bei anderen erst beim mehr oder weniger starken Erwärmen und zwar vielfach allmählich und in der Weise, daß bei bestimmten Graden stets auch nur bestimmte Wassermengen entweichen. In feuchter Luft wird dann nachher das Krystallwasser wieder aufgenommen (275). Manche Zeolithe geben erst in der Glühhitze die letzten Reste des Wassers ab, das dann später nicht wieder aufgenommen wird und das als basisches Wasser anzunehmen ist. Indessen ist die Art und Weise, wie das aus den Zeolithen in der Wärme entweichende

Wasser aufzufassen ist, noch keineswegs genügend aufgeklärt, und manche Mineralogen sind der Ansicht, daß ein bestimmter Unterschied zwischen basischem und Krystallwasser nicht gemacht werden könne. Mit der Wasserabgabe ändert sich die physikalische und besonders auch die optische Beschaffenheit der Substanz, so daß mit jedem verminderten Wassergehalt besondere mit der Doppelbrechung zusammenhängende Eigenschaften etc. verbunden sind. Der Krystallbau wird dabei also nicht ganz zerstört und mit der Wiederaufnahme des Wassers der ursprüngliche Zustand im wesentlichen völlig wiederhergestellt. Das wasserfreie Silikat erinnert in der Zusammensetzung vielfach an Feldspate, Nephelin etc., und ist mit diesen z. T. chemisch ganz identisch.

Die Zeolithe schmelzen v. d. L. mehr oder weniger leicht unter Blasenwerfen, daher der Name (Siedesteine). Von *HCl* werden sie unter Abscheidung pulveriger, schleimiger oder gallertartiger Kieselsäure vollständig zersetzt. Werden Krystallplättchen mit Säuren behandelt, so bleibt bei manchen Zeolithen die hinterbliebene Kieselsäure in der ursprünglichen Form erhalten und das zersetzte Plättchen zeigt optische Eigenschaften, die in näherer Beziehung zu denen des unzersetzten Plättchens stehen. Bei manchen anderen Zeolithen ist allerdings die bei der Zersetzung erhaltene Kieselsäure vollkommen isotrop. In der ersteren Weise verhalten sich z. B. Desmin, Heulandit, Harmotom, Brewsterit; in der zweiten Phillipsit, besonders nach dem Glühen. Natrolith- und Analcimplatten verlieren beim Behandeln mit *HCl* ihre Form und geben isotrope Kieselgallerte. Manche Zeolithe lösen sich in der Wärme und unter hohem Druck in Wasser, besonders in CO_2-haltigem und krystallisieren beim Erkalten resp. beim Aufhören des Drucks wieder aus (z. B. Apophyllit). Durch Verwitterung werden sie meist leicht zerstört.

Sie sind an sich, und in den meisten Fällen auch tatsächlich, farblos und dann durchscheinend bis durchsichtig und häufig stark glänzend. Zuweilen auftretende braune und gelbe Farben werden durch organische Substanz hervorgebracht, die sich aus manchen Z. als bituminöse Tropfen abdestillieren läßt; intensives Ziegelrot ist die Folge eingelagerter Eisenglimmerschüppchen, etc. Das spezifische Gewicht ist infolge des Wassergehalts niedrig, 2,2—2,3, selten höher. Auch die Härte ist gering und geht nicht über 5.

Die Zeolithkrystalle, häufig mimetische Zwillingsbildung und optische Anomalien zeigend, finden sich fast niemals eingewachsen, dagegen in größter Verbreitung aufgewachsen auf Hohlräumen (Mandelräumen, Spalten etc.) von zersetzten, niemals von frischen, vorzugsweise basischen, vulkanischen, besonders von basaltischen und phonolithischen Gesteinen, durch deren Verwitterung sie aus den dabei entstandenen

Lösungen gebildet worden sind, so namentlich in Island, auf den Färöer, im böhmischen Mittelgebirge, im Fassatal in Tirol, im Vicentinischen, in Latium, im Nahetal, in Hessen, Schlesien etc. Seltener ist das Vorkommen im Granit z. B. bei Striegau in Schlesien; im Eläolithsyenit, z. B. im südlichen Norwegen; im Diabas z. B. bei Friedensdorf unweit Biedenkopf im Hessischen Hinterland und bei Bergen Hill in New-York; im Gneiß z. B. an zahlreichen Stellen der Alpen, und in anderen ähnlichen Silikatgesteinen, sowie im Kalk. Auf Erzgängen (Andreasberg im Harz, Freiberg in Sachsen, Kongsberg in Norwegen) und auf anderen Erzlagerstätten, z. B. den Magneteisenlagern von Arendal in Norwegen und Utö in Schweden, sowie im Banat sind Z. wenig verbreitet. Überall ist wohl die Entstehung eine sekundäre. Die wasserfreien Silikate, die dazu durch ihre Zersetzung das Material geliefert haben, sind meist tonerdehaltig; namentlich sind es Feldspate, Nephelin, Leucit, die Glieder der Sodalithgruppe etc., die auch nicht selten direkt in Zeolithe umgewandelt sind, und die vielfach Zeolith-Pseudomorphosen bilden. Auch als Neubildung in altem (römischem) Mauerwerk und in den Absätzen von Thermen, z. B. bei Plombières, Olette in den Pyrenäen, Bourbonne-les-Bains etc., sowie auf dem Boden oberirdischer Wasserläufe zwischen den Geröllen (Pyrenäen).

(Damour, An. chimie et physique. 3. ser. Bd. 53, 1858, pag. 458 und Bull. soc. min. France. Bd. 5, 1882, pag. 255; G. Friedel, ibid. Bd. 19, 1896, pag. 14, 94, 363, Bd. 22, 1899, pag. 84, 517; Hersch, Diss. Zürich 1887 (der Wassergehalt der Zeolithe); Dölter, N. Jahrb. 1890, I, 118; F. W. Clarke, American. Journal Bd. 48, 1894, pag. 187; Bull, U. S. geol. Survey Nro. 125, 1895, pag. 32; Lemberg, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. 22, 1870, pag. 353; 28, 1876, 591; 29, 1877, 476; 39, 1887, 579; Rinne, Sitzgsber. Berl. Ak. 1890, pag. 1163, Centralbl. f. Min. etc. 1902, pag. 594, und bei einzelnen Zeolithen; ebenso C. Klein an zahlr. Stellen der Berl. Sitzgsber. seit 1887; Bestimmung und Unterscheidung der Zeolithe: Goldschmidt, Zeitschr. f. anal. Chemie 17, 267; Lacroix, Bull. soc. Min. Bd. 8, 1885, pag. 321).

Apophyllit (Ichthyophthalm).

Die Formel, die den Analysen am besten zu entsprechen scheint, ist $H_7KCa_4Si_8O_{24} \cdot 4\frac{1}{2} H_2O$, die 53,7 SiO_2, 25,0 CaO, 5,2 K_2O, 16,1 H_2O verlangt. Etwa die Hälfte des H_2O geht zwischen 240° und 260° fort und wird in der Kälte wieder aufgenommen. In manchen A. ist bis $1\frac{1}{2}$% F; aus manchen entweicht beim Glühen etwas Ammoniak.

Quadratisch; das spitze Oktaeder $p = P$ (111) ($P/P = 121° 4'$ (E. K.) und 104° 0' (S. K.), woraus: $a : c = 1 : 1{,}2515$) und das 2. Prisma $m = \infty P\infty$ (100), die S. E. von P abstumpfend, fehlen nie. Krystalle, die von p und m begrenzt sind, haben oft einen ausgepsrochen pyramidalen Habitus. Das 1. Prisma ∞P (100) ist kaum beobachtet; dagegen schärft das achtseitige Prisma $r = \infty P2$ (210) sehr häufig die Kanten von m zu. Krystalle mit den Flächen: P, m, r, an denen die Flächen m und r stark vertikal gestreift sind und durch allmähliche

Krümmung ineinander übergehen, sind häufig (Fig. 600). Auch die Basis *c* ist nicht selten, entweder nur klein, die Endecken der erwähnten Kombination schwach abstumpfend oder auch stark ausgedehnt, so daß niedere Prismen oder dünne Tafeln entstehen (Fig. 598, 599), welche außer von *c* noch von den Flächen *p* und *m* begrenzt sind. Zwillinge sehr selten.

Fig. 598. Fig. 599. Fig. 600.

Nach *c* sehr deutlich spaltbar; spröde; H. = 4½—5. G. = 2,3—2,4. Glasglanz, auf *c* ausgezeichneter Perlmutterglanz. Durchsichtig bis durchscheinend, zuweilen trübe und undurchsichtig. Farblos oder wenig gefärbt, fleischrot, rosa (Andreasberg und Utö), braun, grün (Island, sog. *Xylochlor* auf fossilem Holz im Basalttuff), bläulich (bei Bombay). Sehr schwache Doppelbrechung, gewöhnlich +, aber auch — (z. B. die Krystalle von Orawicza im Banat); zuweilen sind einzelne Stellen eines Plättchens +, andere —, oder man findet die Plättchen — für rot, + für blau, oder auch wohl umgekehrt. In den meisten Fällen ist + und — Substanz miteinander verwachsen, bald die eine, bald die andere überwiegend. Die Folge davon sind eigentümliche Interferenzfiguren. Man sieht im konvergenten Licht zuweilen nur unscharfe, abwechselnd schwarze (mit gelbem und lila Rand) und weiße Farbenringe um den Mittelpunkt des schwarzen Kreuzes (*Leukocyclit*) oder die Ringe sind in besonderer Weise, z. T. prächtig, gefärbt (*Chromocyclit*). Vielfach beobachtet man, daß das Kreuz bei der Drehung des Plättchens sich öffnet, und noch andere Andeutungen von anomaler Zweiachsigkeit, namentlich Felderteilung auf Blättchen || *c* im parallelen Licht (257), so daß man das Mineral auch für mimetisch und aus monoklinen Individuen zwillingsverwachsen angesehen hat.

V. d. L. unter Aufschäumen leicht zu klarem Glas schmelzbar. Von *HCl* unter Abscheidung schleimiger Kieselsäure zersetzt. In Wasser unter hohem Druck und bei hoher Temperatur unzersetzt löslich, aus der Lösung wieder krystallisierend.

Krystalle fast stets aufgewachsen. Auf Erzgängen, bes. bei Andreasberg im Harz (Fig. 600, farblos und rosa), bei Freiberg, Kongsberg in Norwegen und auf den Magneteisenerzlagerstätten von Orawicza, Szaska und Cziklowa im Banat. Krystalle von der Form niedriger Tafeln

(Fig. 599) auf den Magneteisenerzlagern von Utö in Schweden. Häufiger in verwittertem vulkanischem Gestein. Im Melaphyr im Fassatal in Tirol zusammen mit geradschaligem, derbem, hell fleischrotem, auf dem Blätterbruch eigentümlich perlmutterglänzendem A., dem *Ichthyophthalm*. Ganz dünne Plättchen auch auf Hohlräumen von Basalt im Siebengebirge und im gleichen Gestein im Vicentinischen in Oberitalien. Im böhmischen Mittelgebirge z. B. bei Außig (z. T. trübe, milchweiße, verwitterte, und daher $CaCO_3$ enthaltende Krystalle, *Albin*) im Phonolith. Im Basalt auf der Insel Skye in Form von kleinen Kugeln (*Gyrolith* oder *Gurolith*); auf den Färöer, bes. Nalsjö (*Tesselith*, bloß begrenzt von den Flächen *m* und *c*, würfelähnliche Krystalle bildend (Fig. 204); in Island, z. B. bei Oxhaver (*Oxhaverit*, vergl. auch den grünen Xylochlor); in der Gegend von Punah in Ostindien bes. schöne und große Krystalle, vielfach von der Form Fig. 598. Im Granit von Hällestad in Schweden; im Diabas von Bergen Hill in New-York; als Neubildung der Therme von Plombières etc. Eingewachsene bräunlichgraue pyramidale Krystalle, ringsum ausgebildet, im „blue ground" (pag. 420) von Koppjesfontein im Oranje-Freistaat.

(Rumpf, Tschermaks Min. Mittlgn. Bd. II, 1879; Klocke, N. Jahrb. f. Min. etc. 1880, II, pag. 11, Ref.; Seligmann, N. Jahrb. 1880, I, 141; Ch. Friedel, Bull. soc. min. Bd. 17, 1894, pag. 142; Ploner, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 18, 1890, pag. 337; C. Klein, N. Jahrb. f. Min. 1892, II, 165.)

Dem Apophyllit steht sehr nahe der

Zeophyllit. $H_4Ca_4Si_3O_{11}F_2$; rosettenförmig angeordnete, tafelige Kryställchen im Basalt von Groß-Priesen in Böhmen, farblos und durchsichtig.

An den Apophyllit schließen sich wegen Mangels an Al_2O_3 an, sind aber frei von F:

Okenit. $H_2CaSi_2O_6 \,.\, H_2O$. Rhombisch; meist krummschalige, sehr zähe, weiße, durchscheinende Aggregate von fasriger Beschaffenheit in Mandelsteinen von der Insel Disko (Grönland, hier vielleicht verwitterter Wollastonit), Island, den Färöer etc. Gelatiniert leicht mit HCl, wird aber nach dem Glühen nicht mehr angegriffen.

Xonotlit (fälschlich auch Xonaltit). $4CaSiO_3 \,.\, H_2O$. Konzentrisch-schalige dichte chalcedonähnliche Aggregate, weiß bis bläulichgrau, hart und zähe, von Tetela de Xonotla in Mexiko. Vielleicht durch beigemengten Quarz verunreinigt, daher unschmelzbar.

Plombierit. $CaSiO_3 \,.\, 2H_2O$. Amorph. Neubildung in den Thermen von Plombières in Form von weißen traubigen Überzügen.

Heulandit (Blätterzeolith, Stilbit z. T.).

$H_4CaAl_2Si_6O_{18} \,.\, 3H_2O = 2H_2O \,.\, CaO \,.\, Al_2O_3 \,.\, 6SiO_2 \,.\, 3H_2O$. 59,06 SiO_2, 16,83 Al_2O_3, 9,34 CaO (z. T. durch Na_2O und wenig K_2O, gewöhnlich auch durch etwas SrO, bis 3,65 %, und in dem H. vom Kap Pula in Sardinien durch 2,55 BaO ersetzt), 14,77 H_2O. Der Wassergehalt geht aber bis 17,5 %, was $6H_2O$ entsprechen würde. Monokline

Formen, häufig gut ausgebildet (Fig. 601 und 602, von hinten gesehen). $a:b:c = 0,4035:1:0,4788$; $\beta = 116^0\ 20'$. $z = 2P\ (\bar{2}21)$; $z/z = 136^0\ 4'$, meist klein; $M = \infty P \infty\ (010)$ meist groß, durch deutliche Spaltbarkeit und Perlmutterglanz ausgezeichnet; $T = 0P\ (001)$ ebenfalls klein; größer ist $N = \infty P \infty\ (100)$ und $P = P\infty\ (\bar{1}01)$; $N/P = 129^0\ 40'$; $N/T = 116^0\ 20'$; zuweilen findet sich auch $r = 2P\infty\ (021)$; $r/r = 98^0\ 44'$ (E. K.). Eine sehr gewöhnliche Kombination wird auch von den Flächen *P*, *N*, *T*, *M* gebildet (Fig. 601 ohne *z*). Manche Krystalle haben auf *P* eine Streifung, wie die Zwillingsstreifung beim Plagioklas, daher auch für triklin und die Krystalle für polysynthetische Zwillinge nach *M* gehalten. Tafelförmig nach *M*, zuweilen nach der Achse *b* mehr oder weniger säulenförmig verlängert. Sehr spröde; H. = 3½—4. G. = 2,1—2,2. Glasglanz, auf *M* Perlmutterglanz. Durchsichtig bis durchscheinend. Farblos, gelb, braun, fleisch- und rosenrot, zuweilen intensiv ziegelrot durch eingelagerte Eisenglimmerschüppchen. Opt. A. E. ⊥ *M*, sehr nahe parallel oder auch zuweilen senkrecht zu *T*. Die + M. L. ist fast stets die Axe *b*; ausgezeichnete gekreuzte Dispersion; nur im H. vom Berufjord in Island liegt die M. L. in der Sym. Eb. und macht im stumpfen Winkel β etwa 19^0 mit der Achse *a*. Dispersion der optischen Achsen schwach, bald $\varrho > v$, bald $\varrho < v$. Der Achsenwinkel ist sehr verschieden, bis 92^0, manchmal auch von 0^0 kaum abweichend und mit der Temperatur wegen Wasserverlust sehr veränderlich. Beim Steigen der Temperatur entweicht das Wasser allmählich und nicht sprungweise, gewisse Mengen bei bestimmten Temperaturen. Damit sind gewisse Änderungen im optischen Verhalten (Lage der Elastizitätsachsen, Größe des Achsenwinkels etc.) gesetzmäßig verknüpft. Die durch Wasserabgabe entstehenden *Metaheulandite* erscheinen durch Wandern der optischen Achsen in drei Lagen, die sich hinter einander als Übergangsglieder einstellen, optisch einachsig. Im Verlauf der Entwässerung drehen sich ferner die beiden Elastizitätsachsen in der Symmetrieebene. Die bei 20^0 bis 140^0 bestehenden Metaheulandite können als monoklin, die bei 140^0 bis 350^0, sowie die über 350^0 bestehenden als zwei rhombische Metaheulanditreihen aufgefaßt werden. Ist die Erwärmung nicht zu weit gegangen (nicht über 180^0), dann wird durch Wasseraufnahme in feuchter Luft der ursprüngliche Zustand wiederhergestellt. Die letzten Wasseranteile gehen erst beim Glühen unter vollständiger Zerstörung der Substanz fort. Unter starkem Aufblähen schmelzbar. Durch Säuren zersetzt unter Ausscheidung von schleimiger Kieselsäure.

Fig. 601. Fig. 602.

Deutlich ausgebildete Krystalle, sowie strahlig blättrige Aggregate

besonders in vulkanischen Gesteinen an vielen Orten: Fassatal in Tirol, Vacza in Siebenbürgen und Campsie in Schottland ziegelrot, (Heulandit im engeren Sinn); farblos: Kilpatrik in Schottland, Insel Skye, Färöer, Berufjord in Island; Montecchio Maggiore in Oberitalien; rosa der BaO-haltige aus Sardinien. Seltener im Granit, z. B. bei Striegau in Schlesien, sowie bei Fonte delle Prete in Elba, weiß, reiskornähnlich (*Oryzit*). Zuweilen auf Klüften im Gneiß in den Alpen. Auch auf Erzgängen: Andreasberg, Kongsberg, und auf dem Magneteisenlager von Arendal in Norwegen. Enthält manchmal mikroskopische Quarzkryställchen eingeschlossen.

(Mallard, Bull. soc. min. France 1883; Jannasch, N. Jahrb. f. Min. etc. 1882, II, 269, 1884, II, 206; 1887, II, 39; Rinne, N. Jahrb. f. Min. etc. 1899, I, pag. 12; auch 1892, I, 16 u. 1896, I, 139, 1887, II, 17.)

Beaumontit. Ein gelblicher Stilbit, der in einer eigentümlichen, scheinbar quadratischen Kombination ausgebildet ist und auch optisch etwas von den anderen abweicht; von Baltimore, Maryland, im Gneiß mit Haydenit.

Brewsterit. Ein dem Stilbit isomorpher BaO- und SrO-haltiger Zeolith in der Form kurzer Prismen. Auf Bleiglanzgängen bei Strontian in Schottland und bei St. Turpet im Münstertal; am Giants Causeway in Irland im Basalt.

Epistilbit. $Ca_2Al_4Si_{11}O_{30}.10H_2O$, also nur etwas SiO_2-ärmer als Stilbit, vielleicht auch von St. gar nicht verschieden; auch krystallographisch sehr ähnlich, monoklin. Deutliche, scheinbar rhombische Krystalle sind Zwillinge nach der Querfläche. Finkenhübel in der Grafschaft Glatz im Basalt, ebenso in Island; bei Viesch im Wallis im Gneiß, überall selten. Vom E. nicht verschieden sind die Krystalle des *Parastilbit* von Thyrill in Island und die strahlenförmigen Büschel kurzsäuliger Krystalle des *Reissit* auf zersetzten trachytischen Laven von Thera (Santorin). (Tenne, N. Jahrb. f. Min. etc. 1879, 840; 1880, I, 43, 285; 1881, II, 195; Trechmann, ibid. 1882, II, 260; Hintze, Zeitschr. f. Kryst. VIII, 1880, pag. 606; Jannasch, vergl. Heulandit, N. Jahrb. f. Min. 1882, II, 269.)

Mordenit. Hat die Krystallform des Heulandit; dem sehr SiO_2-reichen Mineral (67,33 SiO_2) kommt aber die abweichende Formel $(Ca, Na_2, K_2)Al_2Si_{10}O_{24}.7H_2O$ zu. Kleine, weiße oder lichtgefärbte Täfelchen im Basalt von Morden und anderen Orten in Neu-Schottland. Von HCl nicht angegriffen.

Ptilolith. Stimmt wahrscheinlich mit Mordenit in der Zusammensetzung überein, bildet aber zarte, farblose, gerade auslöschende Nädelchen, die in Blasenräumen vulkanischer Gesteine in Kalifornien zu Büscheln und Kugeln vereinigt sind.

Isomorphe Reihe des Harmotoms.

Hierher gehört eine Anzahl scheinbar rhombischer und auch lange für rhombisch gehaltener Mineralien, welche aber aus monoklinen Individuen, zuweilen recht kompliziert verwachsene, mimetische Zwillinge (resp. Viellinge) bilden, und welche chemisch als isomorphe Mischungen von einigen isoliert noch nicht bekannten Grundverbindungen aufgefaßt werden können, die, wasserfrei gedacht, dem Albit und Anorthit entsprechen.

Desmin: $(Ca, Na_2) Al_2 Si_6 O_{16} . 6H_2O$; $a : b : c = 0,7624 : 1 : 1,1939$; $\beta = 129^\circ\ 10'$.

Harmotom: $\left\{ \begin{matrix} mBaAl_2Si_6O_{16} . 6H_2O \\ nBa_2Al_4Si_4O_{16} . 6H_2O \end{matrix} \right\}$; $a : b : c = 0,7031 : 1 : 1,2310$; $\beta = 124^\circ\ 50'$.

Phillipsit: $\left\{ \begin{matrix} mCaAl_2Si_6O_{16} . 6H_2O \\ nCa_2Al_4Si_4O_{16} . 6H_2O \end{matrix} \right\}$; $a : b : c = 0,7095 : 1 : 1,2563$; $\beta = 124^\circ\ 23'$.

Wellsit: $\left\{ \begin{matrix} m(Ca,Ba)Al_2Si_6O_{16} . 6H_2O \\ n(Ca,Ba)_2Al_4Si_4O_{16} . 6H_2O \end{matrix} \right\}$; $a : b : c = 0,768 : 1 : 1,245$; $\beta = 126^\circ\ 33'$.

Es werden indessen auch einfachere Formeln für diese Mineralien angenommen, die unten erwähnt werden sollen. Vgl. den H_2O-reicheren Chabasit.

(Fresenius, Zeitschr. f. Kryst. III, 1879, 42; Langemann, N. Jahrb. f. Min. etc. 1886, II, 83.)

Desmin (Stilbit z. T., Strahlzeolith).

$CaO . Al_2O_3 . 6SiO_2 . 6H_2O$ gibt 57,41 SiO_2, 16,43 Al_2O_3, 8,93 CaO, 17,23 H_2O, ein Teil des CaO ist aber durch Alkalien, bes. Na_2O vertreten (bis zu 3% $Na_2O + K_2O$); die Zusammensetzung ist jedoch überhaupt etwas schwankend und man hat vielleicht ein dem Anorthit entsprechendes Silikat wie im Phillipsit isomorph beigemischt anzunehmen, bei welchem ebenfalls CaO z. T. durch Na_2O ersetzt ist (siehe oben). Bezüglich des H_2O vergl. (275).

Fig. 603.

Die gewöhnliche Krystallform ist Fig. 603 abgebildet; es sind Durchkreuzungszwillinge zweier monoklinen Individuen, begrenzt von: $r = \infty P$ (110), $r/r = 118^\circ\ 50'$; der Längsfläche $T = \infty P\infty$ (010) und der Basis $M = 0P$(001), $M/r = 122^\circ\ 56\frac{1}{2}'$. M ist Zwillingsfläche; die Zwillinge bilden früher für einfach rhombisch gehaltene Formen: scheinbare rhombische Oktaeder r mit Quer- und Längsflächen M und T, an welchen $r/\underline{r} = 114^\circ\ 7'$; seltener finden sich noch einige andere Flächen außer den genannten. Einfache Krystalle sind bis jetzt noch nicht bekannt, auch geht die Zwillingsbildung nicht weiter als bis zur Verwachsung von zwei Individuen (vergl. Harmotom und Phillipsit). Diese pseudorhombischen Zwillingskrystalle sind sehr häufig hypoparallel (154) zusammengewachsen und bilden in der Mitte eingeschnürte garbenförmige Gruppen, deren beide Enden von den Flächen r begrenzt werden (Fig. 604).

Fig. 604.

M ist undeutlich, T deutlich blättrig und perlmutterglänzend, sonst Glasglanz. Durchsichtig bis durchscheinend, farblos oder durch organische Substanz braun, gelb, auch rötlich etc. gefärbt, zuweilen dunkelziegelrot durch eingelagerte Eisenglanzschüppchen. Die opt. A. E. || T. Achsenwinkel = 52—53°. Die — M. L. macht 5° mit der Kante M/T (Fig. 603, die punktierten Linien auf T). Gibt beim Erwärmen Molekül für Molekül sein Wasser ab und bildet unter

gleichzeitiger Änderung seiner optischen Eigenschaften wasserärmere. ebenfalls monokline *Metadesmine*; mit 2 Mol. H_2O ist die Substanz rhombisch, die wasserfreie ist amorph. Spröde; H. = 3½—4. G. = 2,1 bis 2,2. V. d. L. unter starkem Aufblähen zu blasigem Glas schmelzbar; durch Säuren unter Abscheidung schleimiger SiO_2 zersetzt.

Auf Erzgängen von Andreasberg und Kongsberg; auf den Magneteisenlagern von Arendal und auf dem Erzlager von Bodenmais im bayrischen Wald. Hauptsächlich aber auf Blasenräumen in vulkanischen Gesteinen: Färöer (radialfasrige Kugeln von hier sind *Hypostilbit* und *Sphärostilbit* genannt worden), Insel Disko in Grönland; Island, hier z. T. auf Doppelspat aufgewachsen am Eskifjord, und besonders schöne Krystalle am Berufjord. Kilpatrik in Schottland, Insel Staffa, Antrim in Irland, Theiß und Fassatal in Tirol, Puflerloch auf der Seißer Alp in Tirol kleine runde Kugeln in Melaphyr (*Puflerit*); Punah in Ostindien. Im Granit von Striegau (gelb), Elba, Baveno etc. Auf Klüften krystallinischer Schiefer in den Alpen im Salzburgischen, Graubünden, am Gotthard, Vieschtal im Wallis, bei Bourg d'Oisans im Dauphiné etc. In kontaktmetamorphischen Kalken und Schiefern: rötlich bei Rezbanya im Banat, St. Bartelemy in den Pyrenäen. Überall z. T. in Krystallen, z. T. in strahlig-blättrigen Massen. Neugebildet in der heißen Quelle von Olette in den Pyrenäen.

(v. Lasaulx, Zeitschr. f. Kryst. II, 1878, 576; Rinne, N. Jahrb. f. Min. etc. 1892, I, 16; 1897, I, 41 (siehe auch pag. 775) und ebendort Friedel; Fresenius siehe oben; Langemann bei Phillipsit.)

Foresit. Dem Desmin krystallographisch und optisch sehr ähnlich, aber chemisch verschieden (nur 49,97 SiO_2 etc.). Kleine weiße Kryställchen bilden rindenartige Überzüge auf dem Feldspat, Turmalin und Desmin der Granitdrusen in Elba.

Harmotom (Kreuzstein, Barytkreuzstein).

In der pag. 780 angeführten Formel des H. ist ein Teil des BaO durch K_2O und Na_2O ersetzt. Der H. von Andreasberg enthält: 47,52 SiO_2, 16,94 Al_2O_3, 20,25 BaO, 1,00 K_2O, 1,09 Na_2O, 13,45 H_2O. Die Formel wird auch: $H_2(Ba, K_2)Al_2Si_5O_{15} \, . \, 4H_2O$ geschrieben (vgl. Phillipsit, pag. 783).

Krystallographisch meist komplizierter als Desmin bis zur Bildung ausgezeichneter Zwölflinge. Einfache monokline Krystalle sind, wie beim Desmin, bis jetzt noch unbekannt; die einzelnen Individuen, aus welchen die Krystalle zwillingsartig verwachsen sind, werden wie beim D. meist begrenzt vom Vertikalprisma $m = \infty P$ (110), $m/m = 120^\circ\ 1'$, der Längsfläche $b = \infty \breve{P} \infty$ (010) und der Basis: $c = 0P$ (001), $m/c = 119^\circ\ 39'$; zuweilen stumpft die Querfläche $\infty \bar{P} \infty$ (100), die mit c den Winkel $124^\circ\ 50'$ macht, die Kante m/m ab. Diese einfachen Formen bilden zunächst Zwillinge, ganz ähnlich den Krystallen des Desmins (Fig. 605, vergl. Fig. 603); auch hier sind zwei nach der Basis c zwillingsartig

verbundene Individuen durcheinander gewachsen, und bilden scheinbar rhombische Krystalle. Die Flächen *m* sind vertikal gestreift, ebenso häufig die Flächen *b*, auf denen dann beim Zwilling eine doppelte Federstreifung entsteht. Auch solche einfach gebaute Zwillinge sind nicht häufig (*Morvenit*, von Strontian in Schottland). In den gewöhnlichen Krystallen sind zwei solche Zwillinge nach einer die Kante *b/c* beinahe gerade abstumpfenden Fläche P̄∞ (011), ähnlich wie beim Bavenoer Gesetz des Orthoklases (pag. 615), zwillingsartig verbunden und durcheinander gewachsen, so daß Vierlinge von der Form Fig. 606

Fig. 605. Fig. 606. Fig. 607. Fig. 608.

entstehen. In diesen fällt fast genau *b* des einen Zwillings in die Richtung von *c* des anderen und umgekehrt und die Flächen *c* machen am Rande einspringende Winkel von annähernd 90°; endlich fallen die gestreiften Flächen *m* und *m'*, *m* und *m'* etc. fast genau in ein Niveau, so daß sehr stumpf nach außen geknickte Flächen entstehen, auf welchen die Streifen längs der der Zwillingsgrenze entsprechenden Knickung ebenfalls federartig stehen. Dieser Typus solcher Vierlinge entsteht, wenn die konstituierenden Zwillinge (Fig. 605) nach *c* breit tafelförmig sind, so daß die Flächen *c* groß, *b* aber verhältnismäßig schmäler werden. Ist dies umgekehrt, sind die Zwillinge nach *b* tafelförmig, so entsteht ein zweiter, seltenerer Typus von Vierlingen, bei denen die Flächen *c* statt *b* nach außen gekehrt sind und die Flächen *b* statt *c* an den Rändern die einspringenden Winkel bilden. Man unterscheidet diese beiden Typen auch sehr gut nach der Streifung am freien Ende, da im zweiten Fall die Streifen || *m/b* auf *m* und *m'* senkrecht zu denen in Fig. 606 verlaufen. Die Vierlinge verwachsen nun wieder zuweilen zu zweien oder dreien derart, daß die Kanten *b/c* sehr annähernd senkrecht aufeinander stehen (Fig. 607). Es entstehen dann Zwölflinge, bei welchen je zwei federartig gestreifte Flächenpaare *m m'* über die einspringenden Winkel hinweg in ein Niveau fallen. Die Flächen $m = \infty P$ sind bei der letzteren Verwachsung als Zwillingsflächen anzusehen; zwischen den drei Vierlingen sind vielfache einspringende Kanten und Ecken (vergl. Phillipsit).

Die opt. A. E. ist senkrecht zur Fläche *b*; ebenso die + M. L., also, abweichend vom Desmin, der Symmetrieachse parallel. Achsenwinkel nahe = 90°. Die A. E. macht auf der Fläche *b* den Winkel von 64° 18' mit der Kante *b/c* und 60° 32' mit der Kante *b/m* (vergl.

die Pfeile in Fig. 605, 606). Meist wenig durchscheinend, glasglänzend. Farblos oder licht gefärbt, rötlich, gelblich bis braun. Unvollkommen spaltbar, spröde; H. = 4½. G. = 2,44—2,50. V. d. L. ziemlich schwer und ohne Aufwallen schmelzbar; von HCl unter Abscheidung von pulveriger SiO_2 zersetzt.

Der Harmotom findet sich nur in aufgewachsenen Krystallen, meist von geringer Größe. Auf den Erzgängen von Andreasberg im Harz und Rudelstadt in Schl., bei Bodenmais im bayr. Wald auf der Magnetkieslagerstätte, bei Kongsberg in Norwegen; bei Strontian in Schottland auf Bleierzgängen mit Brewsterit auf Kalkspat, z. T. als Zwillinge der Fig. 605 (*Morvenit*). In den Mandelsteinen von Oberstein a. d. Nahe; am Marienberg bei Außig in Böhmen im Phonolith; ferner bei Dumbarton in Schottland im Basalt etc. (Kloos, N. Jahrb. Min. 1885, II, pag. 212; Baumhauer, Zeitschr. f. Kryst. II, 1878, 113; Des Cloizeaux. An. chim. phys. 4. ser. XIII, 1868 (vergl. auch Fresenius oben und bei Phillipsit).)

Phillipsit (Kalkharmotom, Kalkkreuzstein, Christianit).

In ihm ist (vergl. die oben angegebene Formel) CaO z. T. durch K_2O und Na_2O ersetzt, BaO fehlt. Der Gehalt an SiO_2 schwankt zwischen 44 und 48 %, Al_2O_3 zwischen 22 und 24 %, CaO 3—8 %, K_2O 4—11 %, Na_2O 0—6 %, H_2O 15—17 %. Das erste Glied der obigen Formel (pag. 780) entspricht, wasserfrei und Ca durch $2Na$ ersetzt gedacht, dem Albit, das zweite Glied dem Anorthit. Übrigens wird dem Ph. auch die Formel $H_2(Ca, K_2)\ Al_2Si_5O_{15} . 4H_2O$ beigelegt (vergl. Harmotom, pag. 781). Die Krystallformen sind wesentlich dieselben wie beim Harmotom, ebenso die Streifung auf *m* und *b*, dagegen ist, abweichend vom Harmotom, die Querfläche sehr selten und die Basis *c* ist vielfach fein horizontal gestreift. Der Zwilling (Fig. 605) ist noch nicht beobachtet, dagegen der Vierling (Fig. 606; häufigerer Typus, z. B. vom Stempel bei Marburg). Außer diesen Krystallen, bei denen die Flächen *b* nach auswärts gekehrt sind und die Flächen *c* an den Kanten *b/b'* etc. einspringende Winkel bilden, gibt es auch hier den zweiten selteneren Typus, z. B. bei Nidda im Vogelsberg, an dem umgekehrt die Flächen *c* nach außen gehen und die Flächen *b* an den Kanten *c/c'* einspringende Winkel machen. Allerdings fehlen diese einspringenden Winkel auch sehr häufig ganz, so daß scheinbar einfache quadratische Prismen mit dem Oktaeder der anderen Stellung entstehen. Diese Vierlinge sind auch hier, und zwar häufiger als beim Harmotom, in der Art der Fig. 607 zu Zwölflingen senkrecht durcheinander gewachsen; dieselben sind aber hier oft stark verkürzt, nicht selten so, daß die einspringenden Kanten und Ecken am Zwölfling ganz wegfallen und die Flächen *m* scheinbare (mimetische) Granatoeder bilden (Fig. 608), deren Flächen nach beiden Diagonalen ganz schwach nach außen geknickt und feder-

artig gestreift sind. Der Winkel m/m ist hier $= 119^\circ 18'$; $m/c = 119^\circ 10'$. Keine deutliche Spaltbarkeit.

Die opt. A. E. ist senkrecht auf der Fläche b, ebenso die M. L., also wie beim Harmotom; der Winkel der Achsenebene gegen die Kante b/c wird von 10° bis $22\frac{1}{2}^\circ$ angegeben, überhaupt sind die optischen Konstanten des Phillipsits schwankend. Durchscheinend, seltener durchsichtig, glasglänzend, farblos oder licht gefärbt. Spröde; H. $= 4\frac{1}{2}$. G. $= 2{,}15$—$2{,}20$. V. d. L. sich wenig aufblähend und schwierig zu blasigem Glase schmelzbar. Von HCl unter Abscheidung von schleimiger SiO_2 zersetzt. Nur in Hohlräumen vulkanischer Gesteine, bes. verbreitet in Basalten: Stempel bei Marburg, Annerod, Saasen und Großenbuseck bei Gießen; Nidda und Lauterbach im Vogelsberg; Limberger Kopf bei Buchholz östl. vom Siebengebirge; bei Kassel; Sasbach am Kaiserstuhl im Breisgau; bei Sirgwitz in Schlesien; im böhmischen Mittelgebirge (Salesl); in Irland; an mehreren Orten der Gegend von Rom z. B. am Capo di Bove (hier z. T. *Zeagonit* genannt), bei Aci Castello u. a. a. O. in Sicilien; bei Richmond in Victoria (Australien). Meist kleinere Krystalle, als beim Harmotom und fast stets in Gesellschaft anderer Zeolithe, Chabasit etc.

(v. Zepharovich, Verh. d. Vereins Lotos 1879; Des Cloizeaux, Bull. soc. min. France VI, 1883, pag. 305 und VII, 1884, pag. 135; Stadtländer, N. Jahrb. f. Min. 1885, II, pag. 122; Langemann, ibid. 1886, II, 83; Streng, ibid. 1874, 561 und 1875, 585; Zambonini, ibid. 1902, II, 65; Trippke, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 30, 1878, 178. Vergl. auch oben Fresenius und bei Phillipsit.)

Pseudophillipsit. Hat die Form des Phillipsits und bildet mimetische pseudoquadratische Oktaeder, in denen zwei Vierlinge (Fig. 606) rechtwinklig zu einem Achtling verwachsen sind; er hat aber eine andere Zusammensetzung, z. B. nur ca. 38 % SiO_2. In den basaltischen Laven der Gegend von Rom.

Wellsit. Stellt eine isomorphe Mischung des Harmotom- und des Phillipsitsilikats dar (5 % BaO, 6 % CaO, mit etwas SrO und K_2O). Kleine Kryställchen aufgewachsen auf den Mineralien der Korundgrube am Buck Creek in Nordkarolina.

Gismondin. $CaAl_2Si_2O_8 . 3H_2O$ mit ca. $2^1/_2$ K_2O statt CaO, also das zweite Silikat des Phillipsits. Es sind kleine, farblose, pseudoquadratische Oktaeder, die in komplizierter Weise mimetisch aus monoklinen Individuen aufgebaut sind. Selten, in Hohlräumen vulkanischer Gesteine z. B. am Schiffenberg bei Gießen, am Hohenberg bei Bühne in Westphalen, in der Gegend von Rom z. B. am Capo di Bove etc. (*Zeagonit* und *Abrazit*). (Streng. N. Jahrb. f. Min. etc. 1874, 561; Zambonini, ibid. 1902, II, 77; Rinne, Sitzgsber. Berl. Ak. 1889, 1027.)

Chabasit.

Der Ch. zeigt eine schwankende Zusammensetzung; er wird daher auch als aus einigen Grundverbindungen isomorph gemischt aufgefaßt und zwar, wasserfrei gedacht, aus denselben wie der Phillipsit, er ist aber reicher an H_2O. Die Formel des Ch. wäre demnach:

$mCaAl_2Si_6O_{16} \, . \, 8H_2O + nCa_2Al_4Si_4O_{16} \, . \, 8H_2O$ oder $m(CaO \, . \, Al_2O_3 \, . \, 6SiO_2 \, . \, 8H_2O) + n(2CaO \, . \, 2Al_2O_3 \, . \, 4SiO_2 \, . \, 8H_2O)$, wobei etwas CaO durch Na_2O und besonders K_2O ersetzt ist. Der SiO_2-gehalt schwankt zwischen 44 und 50%. Beide Komponenten im Verhältnis 2 : 1 würden ergeben: 47,4 SiO_2, 20,2 Al_2O_3, 11,1 CaO, 21,3 H_2O. Dem entspricht die dem Ch. zuweilen beigelegte Formel: $CaAl_2Si_4O_{12} \, . \, 6H_2O$. Fast alles Wasser entweicht bei ca. 300° und wird nachher wieder aufgenommen, statt seiner auch Schwefelkohlenstoff, Kohlensäure, Alkohol etc. Bei der Erhitzung und Entwässerung ändern sich die optischen Eigenschaften.

Rhomboedrisch, häufig das Hauptrhomboeder $P = R$ $(10\bar{1}1)$; $R/R = 94^0 \; 46'$ (E. K.) mit einer längs der schiefen Diagonale federartigen Streifung in der Richtung der Endkanten. Häufig für sich allein. $a : c = 1 : 1{,}0860$. Nicht selten tritt dazu noch das nächste stumpfere Rhomboeder $n = -\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$ als Abstumpfung der Endkanten, und das nächste schärfere $r = -2R$ $(02\bar{2}1)$ als Abstumpfung der Seiten-

Fig 609. Fig. 610. Fig. 611.

ecken von P (Fig. 609). Sehr häufig Zwillinge nach der Basis, bei denen beide Individuen so durcheinander gewachsen sind, daß die Seitenecken des einen aus den Flächen des anderen herausragen (Fig. 610). Eine besondere Ausbildungsweise dieser Zwillinge ist die des sog. *Phakolith* (Fig. 611), an denen neben n noch $t = \frac{2}{3}P2$ $(11\bar{2}3)$ und die Basis $c = 0P$ (0001) auftreten, ebenso schmale Flächen des zweiten Prismas $p = \infty P2$ $(11\bar{2}0)$ oder in deren Abwesenheit einspringende Winkel n/n; diese Krystalle, meist klein, haben vielfach krumme Flächen und sind dann linsenförmig. Zwillinge nach einer Fläche von R $(10\bar{1}1)$ sind seltener, z. B. bei Nidda. Meist kein deutlicher Bl. Br. Bruch muschlig bis uneben; spröde; H. = $4\frac{1}{2}$. G. = 2,1—2,2. Farblos oder wenig (rötlich, gelblich, bräunlich) gefärbt, glasglänzend, durchsichtig bis durchscheinend. Schwache, meist — Doppelbrechung. Häufig optisch anomal; basische Platten sind im polarisierten Licht in 6 Felder geteilt und zweiachsig; der Ch. wird daher auch für mimetisch, und die Rhomboeder aus 6 triklinen Individuen verwachsen angesehen. V. d. L. unter Aufblähen zu blasigem Glase schmelzbar. Von HCl unter Abscheidung schleimiger SiO_2 zersetzt.

Der Ch., stets aufgewachsene Krystalle, findet sich hauptsächlich in Hohlräumen verwitterter Basalte, Phonolithe und ähnlicher Gesteine.

Ausgezeichnet die Krystalle von Salesl, und Rübendörfel und anderen Punkten des böhmischen Mittelgebirges, sodann bei Oberstein a. d. Nahe, in den Basalten bei Marburg, bei Nidda am Vogelsberg, im Fassatal in Tirol, bei Dumbarton in Schottland, auf den Färöer, in Island, hier auch in fossilen Muscheln, in Neu-Schottland (fleischrot, *Acadiolith*) in Grönland etc. meist mit anderen Zeolithen, z. B. Phillipsit, zusammen. Als Neubildungen in den Thermen von Plombières. Zuweilen im Granit, z. B. im Okertal im Harz, bei Striegau (rot und gelb), Baveno etc., im Gneiß von Baltimore in Maryland (*Haydenit*) mit $1\frac{1}{2}\%$ BaO, sowie in den krystallinischen Schiefern der Alpen (Tirol, Graubünden, Wallis). Selten auf Erzgängen (Andreasberg). *Phakolith* findet sich in den Basalten von Oberwiddersheim und Michelnau bei Nidda am Vogelsberg, vom Stempel bei Marburg, von Leipa und Lobositz in Böhmen, in der Gegend von Rom und besonders schön und groß in denen von Richmond bei Melbourne in Australien (*Seebachit*) mit Phillipsit, wegen eines größeren Na_2O-Gehalts sich schon dem Herschelit nähernd.

(Streng, Berichte Oberhess. Ges. für Natur- und Heilkunde 1877; Becke, Tschermaks Mineralog. Mitteilgn. II, 1879; G. von Rath, Pogg. Ann. Bd. 158, pag. 387; C. Klein, N. Jahrb. f. Min. etc. 1891, I, 96; Brauns, Optische Anomalien pag. 267; Rinne, N. Jahrb. f. Min. etc. 1897, II, 28; G. Friedel, Bull. soc. min. franç. Bd. 22, 1899, 517.)

Vom Chabasit sind nicht wesentlich verschieden:

Gmelinit (Natronchabasit). Na_2O überwiegt über CaO, wenig K_2O. Daher auch das Achsenverhältnis etwas anders. $a:c = 1:1{,}1017$. Meist begrenzt von Rhomboeder $+R$ $(10\bar{1}1)$ und Gegenrhomboeder $-R$ $(01\bar{1}1)$ mit der Basis $0R$ (0001) und dem wenig ausgedehnten 1. Prisma ∞R $(10\bar{1}0)$. Die Ausbildung ist also anscheinend dihexaedrisch vollflächig. Gelblich- und rötlichweiß bis fleischrot. Im Basalt von Montecchio Maggiore in Oberitalien, Glenarm in Antrim, Irland; Insel Skye; dasselbe ist der *Herschelit* im Basalttuff der Cyklopeninseln bei Catania, Sicilien und der *Ledererit* vom Kap Blomidon in Neu-Schottland.

Groddeckit. Ein Na_2O-reicher Chabasit, in dem CaO meist durch MgO und Al_2O_3 zu einem erheblichen Teil durch Fe_2O_3 ersetzt ist. Bildet wasserhelle Kryställchen auf den Erzgängen von Andreasberg im Harz.

Levyn. Etwas weniger Wasser, als die anderen Chabasite. Phakolithähnliche Durchkreuzungszwillinge mit sehr ausgedehnter Basis. Insel Skye, Antrim in Irland, Färöer, Island, Insel Disko (Grönland), Table Mountain bei Golden, Colorado etc. im Basalt.

In der Form dem Chabasit (Herschelit), in der Zusammensetzung mehr dem Phillipsit ähnlich ist der *Offretit*, kleine hexagonale Täfelchen mit eingesenkter Basis im Basalt des Mt. Simiouse bei Montbrison (Dep. Loire).

Analcim.

$Na_2Al_2Si_4O_{12} . 2H_2O = Na_2O . Al_2O_3 . 4SiO_2 . 2H_2O$; 54,47 SiO_2, 23,29 Al_2O_3, 14,07 Na_2O, 8,17 H_2O, zuweilen etwas CaO-, MgO- und K_2O-haltig. Das wasserfreie Silikat entspricht dem Leucit. Regulär,

häufig das Ikositetraeder $2O2$ (211) (Fig. 612) oder dieses in Verbindung mit dem Würfel (Fig. 613). Kein deutlicher Blätterbruch, Bruch uneben; spröde. H. = 5½. G. = 2,2—2,3. Meist farblos, auch rötlich und graulich, selten grün. Durchsichtig und wasserhell, bis kantendurchscheinend. Glasglänzend bis matt. Die einfache Lichtbrechung häufig gestört. Die zuweilen ziemlich starken optischen Anomalien verschwinden z. T. durch Erwärmen in feuchter Luft. Schmilzt ruhig zu einem klaren Glase und wird von HCl unter Abscheidung gallertartiger SiO_2 zersetzt.

Fig. 612.

Fig. 613.

Hauptsächlich in vulkan. Gesteinen: bes. schöne, über wallnußgroße, fleischrote, trübe Krystalle im Fassatal in Tirol; wasserhelle auf den Cyklopeninseln bei Catania und bei Montecchio Maggiore; ferner im Basalt vom Stempel bei Marburg, im böhm. Mittelgebirge, bei Dumbarton in Schottland, auf den Färöer, Kerguelen etc.; sodann im Nephelinsyenit von Lamö im Langesundfjord und bei Kangerdluarsuk in Grönland, meist derb (*Eudnophit*, früher für rhombisch gehalten); ebenso als Zersetzungsprodukt reichlich im Teschenit von Österr.-Schlesien etc.; im Gabbro von Caporciano am Monte Catini, wegen eines vermeintlichen MgO-gehalts Pikranalcim genannt; im Diabas bei Friedensdorf in Hessen und von Bergen Hill in New-York; im Melaphyr des Oberen See's in Nordamerika; auf Hohlräumen in Versteinerungen bei Lehre unweit Braunschweig und auf Klüften in Toneisensteingeoden bei Duingen in Hannover; auf dem Magneteisenlager bei Arendal, und grünlich bei Blagodat im Ural, hier auch derb (*Cuboit*); selten auf Erzgängen (Andreasberg). Zuweilen Pseudomorphosen nach Leucit und Nephelin. Geht seinerseits in Prehnit und Orthoklas über.

(v. Lasaulx, Zeitschr. f. Kryst. Bd. V, 1881, 272; Arzruni, ibid. 483; Ben-Saude, N. Jahrb. f. Min etc. 1882, I, 41; Stadtländer, N. Jahrb. f. Min. 1885, II, 101; C. Klein, ibid. Beil.-Bd. XI, 1898, 475; G. Friedel, Bull. soc. franç. min. Bd. 19, 1896, 14 u. 363.)

Faujasit. Ein ebenfalls regulärer Zeolith, aber von anderer Zusammensetzung als der Analcim: $H_2(Na_2, Ca) Al_2Si_5O_{15} . 9H_2O$. Na und Ca zu ziemlich gleichen Teilen. Der letzte Rest H_2O geht erst beim Glühen weg. Weiße und braune reguläre Oktaeder, aber durch einen geringen H_2O-Verlust schon doppelbrechend. In basaltischen Gesteinen an der Limburg im Kaiserstuhl bei Freiburg i. B., bei Annerod unweit Gießen, am Stempel bei Marburg, Pflasterkaute bei Eisenach etc. (Rinne, N. Jahrb. f. Min. etc. 1887, II, 17.)

Laumontit (Lomonit).

$H_4CaAl_2Si_4O_{14} . 2H_2O$, entsprechend 50,0 SiO_2, 21,8 Al_2O_3 11,9 CaO und 16,2 H_2O, wovon eine Hälfte erst beim Glühen fortgeht,

während die andere z. T. in trockener Luft schon bei gewöhnlicher Temperatur entweicht, so daß die Krystalle zerfallen und daher nicht häufig in deutlicher Ausbildung sichtbar sind. Monoklin. Prisma $M = \infty P$ (110), $M/M = 86^\circ\ 16'$ (vorn), mit vorderer schiefer Endfläche $P = P\bar{\infty}$ (101), häufig die einzigen Formen; $P/M = 113^\circ\ 30'$. $a:b:c = 1{,}1451:1:0{,}5906$; $\beta = 111^\circ\ 14'$. Zwillinge nach der Querfläche $\infty P\infty$ (100). Deutliche Spaltbarkeit nach dem Prisma M und der Längsfläche $\infty P\infty$ (010), die zuweilen auch als Krystallfläche ausgebildet ist. H. = 3—3½. G. = 2,25—2,35. Glasglänzend, z. T. perlmutterglänzend und durchsichtig, aber durch den Wasserverlust meist matt und trübe; nimmt in feuchter Luft H_2O wieder auf und damit seine frühere Beschaffenheit wieder an. Gelblich-, graulich- und rötlichweiß. Bläht sich v. d. L. auf und schmilzt zu klarem Glase. Von Säuren unter Bildung von Kieselgallerte zersetzt. Auf Hohlräumen vorzugsweise älterer Eruptivgesteine. Im Mandelsteine von Oberstein a. d. Nahe und am Oberen See in Amerika mit Cu etc., im Diabas von Dillenburg und Bergen Hill, bei Botzen im Porphyr, im Plauenschen Grunde bei Dresden im Syenit; auf Erzgängen bei Huelgoët in der Bretagne; ferner bei Schemnitz in Ungarn und im Floitental in Tirol (*Leonhardit*); bei Caporciano am Mte. Catini in Toskana (*Caporcianit*) radialfasrige rötlich graue Aggregate. Die beiden letzteren haben schon etwas H_2O verloren.

Laubanit. $Ca_2Al_2Si_5O_{15} . 6H_2O$, radialfasrige Kugeln auf Phillipsit im Basalt von Lauban in Schlesien.

Isomorphe Reihe des Natrolith.

Das eine Endglied dieser Reihe, der Natrolith, enthält neben einem Natron-Tonerde-Silikat 2 Mol., das andere, der Skolezit, neben einem entsprechenden Kalk-Tonerde-Silikat 3 Mol. Krystallwasser. Die Krystallform ist im Natrolith meist rhombisch, bei einem kleinen K_2O-Gehalt monoklin, beim Skolezit stets monoklin. Trotz dieser krystallographischen und chemischen Verschiedenheit stehen sich die Krystalle der beiden Mineralien in Beziehung auf die Winkel und die Achsen und ebenso in betreff der pseudoquadratischen Ausbildung sehr nahe. Ebenso mischen die Verbindnngen sich in den mannigfachsten Verhältnissen, und die Mischkrystalle zeigen mit denen der Endglieder wieder die größte Übereinstimmung in der Form. Es sind also alle Merkmale des Isomorphismus von Natrolith und Skolezit vorhanden. Etwas entfernter steht das Ba-haltige Glied der Reihe, der seltene Edingtonit, der in der Zusammensetzung dem Skolezit entspricht. Auch seine Form ist der der anderen hierhergehörigen Mineralien sehr ähnlich, er nimmt aber an den Mischungen keinen Teil. Die nachfolgende Übersicht und Beschreibung ergeben das Nähere:

			$a:b:c$	β
Natrolith:	$Na_2Al_2Si_3O_{10} . 2H_2O$;	Rhombisch. vollfl.;	0,9786 : 1 : 0,3536;	
Natrolith:	K_2O-haltig.	Monoklin, vollfl.;	1,0165 : 1 : 0,3599:	90° 5'.
Galaktit:	CaO-haltig.	Rhombisch.		
Mesolith:	$\left\{ \begin{matrix} Na_2Al_2Si_3O_{10} . 2H_2O \\ CaAl_2Si_3O_{10} . 3H_2O \end{matrix} \right\}$:	Monoklin, vollfl.;	0,9777 : 1 : 0,3226;	92° 6'.
Skolezit:	$CaAl_2Si_3O_{10} . 3H_2O$;	Monoklin, hemiedr.;	0,9764 : 1 : 0,3434;	90° 42'.
Edingtonit:	$BaAl_2Si_3O_{10} . 3H_2O$;	Rhombisch, tetraedr.;	0,9872 : 1 : 0,3367.	

(Luedecke, N. Jahrb. f. Min. etc. 1880, II, 200; 1881, II, 1; Zeitschr. f. Naturw. Bd. 63, 1890, 42; Brögger, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 16, 1890, 588.)

Natrolith (Mesotyp, Natronmesotyp, Faserzeolith z. T.).

$Na_2Al_2Si_3O_{10} . 2H_2O = Na_2O . Al_2O_3 . 3SiO_2 . 2H_2O$ mit 47,3 SiO_2, 26,9 Al_2O_3, 16,3 Na_2O, 9,5 H_2O, das noch unter 300° vollkommen weggeht und nachher wieder aufgenommen wird; etwas Na_2O durch CaO, z. T. auch durch K_2O ersetzt.

Der Natrolith, rhombisch mit pseudoquadratischem Habitus, bildet beinahe rechtwinklige Prismen: $M = \infty P$ (110), $M/M = 91° 15'$, darüber ein niederes Oktaeder $o = P$ (111); $o/o = 143° 12\frac{1}{2}'$ und $142° 22\frac{1}{2}'$ (E. K.); $M/o = 116° 44'$ (Fig. 614); statt *o* nicht selten vicinale Pyramidenflächen. Zuweilen die seitliche Kante des Prismas durch die Längsfläche abgestumpft. Verwachsungen zweier Individuen kommen manchmal derart vor, daß beide die Achse *c* und eine der Basis parallele Fläche gemein haben und daß die Makrodiagonale des einen Individuums in die Richtung der Brachydiagonale des anderen fällt und umgekehrt; es sind Zwillinge nach dem Prisma *M* (Stempel bei Marburg). Die monoklinen Formen der K_2O-haltigen Natrolithe sind von diesen rhombischen sehr wenig verschieden und der Unterschied ist nur durch die genauesten Messungen erkennbar. Deutliche Bl. Br. nach *M*. Spröde, H. = 5—5½. G. = 2,2—2,3. Farblos und durchsichtig bis durchscheinend; auch weiß, fleischrot oder gelb, grau und dann trübe. Opt. A. E. *ac*, + M. L. *c*. Die rhombischen haben gerade, die monoklinen schiefe Auslöschung nach der Prismenkante. Schmilzt sehr leicht und ohne Aufblähen; von *HCl* sehr leicht zersetzt unter Abscheidung von Kieselgallerte.

Fig. 614.

Der eigentliche Natrolith findet sich in aufgewachsenen, nur selten an beiden Enden der Prismen ausgebildeten, nadel- oder langprismenförmigen Krystallen, Drusen bildend, oder in strahligen und fasrigen Aggregaten, oft radial gebaut, in vulkanischen Gesteinen sehr verbreitet: im böhmischen Mittelgebirge, z. B. bei Außig im Phonolith; Alpstein in Hessen, am Mte. Baldo am Gardasee, bei Montecchio Maggiore im Vicentinischen, dicke Prismen in der Auvergne, auf den Färöer, in Island etc. im Basalt. Im Phonolith des Hohentwiels im Hegau ausgedehnte gelbe fasrige dünne Platten, auf deren Hohlräumen zuweilen kleine Kryställchen sitzen.

Gut ausgebildete farblose, meist ziemlich dicke Prismen und radial-strahlige Aggregate von derselben Beschaffenheit auf Hohlräumen im Augitsyenit des südlichen Norwegens (*Radiolith* oder *Brevicit*). In dem Eläolithsyenit daselbst wie auch in dem von Kangerdluarsuk im südlichen Grönland sind einige der Gemengteile, Orthoklas

und Cancrinit und noch mehr Eläolith und Sodalith, häufig in weiße, graue und rote verworrenstrahlige Aggregate von Natrolith oder natrolithähnlichen Mineralien umgewandelt, die so Pseudomorphosen nach jenen Gemengteilen bilden (*Spreustein*). Aus dem Sodalith entsteht dabei der eigentliche *Natrolithspreustein* oder *Bergmannit*. Der Eläolith liefert dagegen ein vom Natrolith etwas verschiedenes und dem Thomsonit (siehe unten) ähnlich zusammengesetztes hexagonales Mineral, *Ranit* $HNa_2Al_3Si_3O_{12} \, . \, 3H_2O$ mit 5 % CaO, das wesentlich dasselbe ist wie der CaO-freie *Hydronephelit*, der im Eläolithsyenit von Litchfield, Maine aus Sodalith hervorgeht (*Hydronephelitspreustein*).

(Stadtländer, N. Jahrb. f. Min. etc. 1885, II, 113; Brögger, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 16, 1890, 598 etc.; Palla, ibid. Bd. 9, 1884, 386; G. Friedel, Bull. soc. min. France. Bd. 22, 1899, pag. 84; Zambonini, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 34, 1901, pag. 549.)

Galaktit. Ein 4 % CaO enthaltender, rötlicher und milchweißer, radialstrahliger, z. T. auch deutlich auskrystallisierter Mesotyp von Glenfarg, Bishoptown und Kilpatrik in Schottland. Dasselbe ist der körnige fleischrote *Lehuntit* von Glenarm in Irland mit etwas mehr H_2O.

Skolezit (Kalkmesotyp).

$CaAl_2Si_3O_{10} \, . \, 3H_2O = CaO \, . \, Al_2O_3 \, . \, 3SiO_2 \, . \, 3H_2O$, mit 45,85 SiO_2, 14,27 CaO und 13,76 H_2O, von dem $\frac{2}{3}$ Krystallwasser ist, während das letzte Drittel erst in der Glühhitze abgeht. Monoklin, und zwar, den physikalischen Eigenschaften, besonders den Ätzfiguren zufolge, eines der wenigen Beispiele der Hemiedrie. Die Formen in Habitus und Winkeln denen des Natroliths (Fig. 614) so ähnlich, daß nur genaue Messungen einen Unterschied und die Zugehörigkeit zum monoklinen System erkennen lassen. Die vorderen beiden Flächen o werden von den hinteren, die nun o' zu nennen sind, verschieden. $M = \infty P$ (110); $M/M = 91^0 \, 22\frac{1}{2}'$ (vorn); häufig die Längsfläche $r = \infty \breve{P} \infty$ (010); stets: $o = -P$ (111), $o/o = 144^0 \, 14'$; $o' = +P$ ($\bar{1}01$), $o'/o' = 143^0 \, 59'$.

Fig. 615.

Meist Zwillinge nach der Querfläche, die einen scheinbar einfachen Krystall bilden (Fig. 615), aber auf r an der Zwillingsgrenze vielfach eine federartige Streifung. G. = 2,2—2,4. H = 5—5½. Spröde. Nach M ziemlich deutlich spaltbar. Farblos oder ganz lichtgefärbt; durchsichtig bis durchscheinend. Schiefe Auslöschung auf M und r, auf r = 15—17°. Pyroelektrizität kräftig, an einfachen Krystallen, entsprechend der Hemiedrie, vorn (+) und hinten (—) verschieden; Zwillinge sind vorn und hinten +, ebenso am freien Ende, während das abgebrochene — ist. V. d. L. krümmt sich der S. wurmförmig und schmilzt dann leicht. Gelatiniert mit HCl. Sehr viel weniger verbreitet als Natrolith. Meist in Krystallen von dünn nadelförmiger Gestalt, aufgewachsen auf Hohlräumen basaltischer Gesteine, aber auch radialstrahlige Aggregate, in Island (Berufjord), Table Mountain in Colorado,

besonders große und dicke (bis 20 mm auf 4—5 mm) Krystalle bei Punah in Ostindien (*Punalith*). Auf Klüften im Syenit am Schattigen Wichel am Bristenstock und im Etzlital nördlich vom St. Gotthard, sowie am Viescher Gletscher im Wallis.

(Luedecke, siehe oben; v. Zepharovich, Zeitschr. f. Kryst. VIII, 588; C. Schmidt, ibid. IX, 587; Flink, Meddelanden från Stockholm's Högskola Nro. 65, 1888; Rinne, N. Jahrb. f. Min. etc. 1894, II, 51.)

Mesolith (Faserzeolith z. T.).

Ist eine isomorphe Mischung von Natrolith- und Skolezitsilikat, wobei aber das letztere, also der CaO-Gehalt über den Na_2O-Gehalt stets überwiegt. Häufig 2 Mol. Skolezit und 1 Mol. Natrolith. Monoklin vollflächig; Krystalle ähnlich denen des Skolezits, aber seltener als bei diesem Zwillinge. Auslöschungsschiefe auf der Längsfläche $\infty P\infty$ (010) = 8—9° gegen die Prismenkante. G. = 2,2—2,4; H. = 5. Die zarten Kryställchen bilden häufig wollähnliche Büschel oder seidenglänzende, fasrige Aggregate, nicht selten erscheint die Masse auch vollkommen dicht, trübe milchweiß und porzellanähnlich. Zuweilen auch gelblich und graulich. Stets in basaltischen Gesteinen: Pflasterkaute bei Eisenach, Insel Skye, Antrim in Irland (*Antrimolith*, lockere, stalaktitische Aggregate, und *Harringtonit*, scheinbar amorph, erdig, kreideartig und undurchsichtig), Färöer, Berufjord auf Island, Table Mountain in Colorado etc.

An die Natrolithgruppe schließt sich an:

Thomsonit (Comptonit).

$2(Ca, Na_2)Al_2Si_2O_8 . 5H_2O$. Rhombisch; Prismen von 90° 26′ ähnlich wie beim Natrolith mit brachy- und makrodiagonaler Spaltbarkeit. Habitus und Winkel etwas anders als in der vorigen Gruppe. $a:b:c = 0{,}9932:1:1{,}0066$. Zuweilen herzförmige Zwillinge. Durchscheinend bis vollkommen trübe. Wohl ausgebildete Prismen und Nadeln, vielfach büschel- oder fächerförmig gruppiert und radialstrahlige, konzentrisch schalige, äußerlich zuweilen kugel- oder nierenförmig begrenzte Aggregate auf Hohlräumen basaltischer und phonolithischer Gesteine: Pflasterkaute bei Eisenach, böhmisches Mittelgebirge, und zwar am Seeberg bei Kaaden, bei Waltsch, bei Hauenstein (früher für Mesolith gehalten) etc., Kilpatrik bei Dumbarton in Schottland (Thomsonit); Vesuv (Comptonit); Cyklopeninseln bei Catania; Färöer; die radialfasrigen Kugeln von hier sind *Farölith* und *Mesole* genannt worden; Island (der gelbe *Karphostilbit* von Berufjord); Table Mountain in Colorado. Im Melaphyrmandelstein am Lake Superior radialfasrige und konzentrischschalige Mandelausfüllung, z. T. die abwechselnden Lagen hübsch gefärbt (z. B. fleischrot und grün, *Lintonit*, der zuweilen als Schmuckstein geschliffen wird). Auf Drusen im Eläolithsyenit des südlichen Norwegens.

VIII. Klasse.

Titanate, Zirkoniate, Thorate, Stannate.

Perowskit.

$CaTiO_3$ mit etwas FeO statt CaO. Ein 6—7% Cererde enthaltender *P.* aus dem körnigen Kalk von Alnö in Schweden ist *Knopit* genannt worden. In der äußeren Form vollkommen regulär und zwar vielleicht pyritoedrisch. Meist Würfel, sodann Granatoeder und Oktaeder; alle anderen Formen des regulären Systems kommen aber ebenfalls vor. Die Krystalle sind zuweilen sehr flächenreiche Kombinationen. Mit der regulären Form stimmt aber nicht die starke Doppelbrechung, und auch die Ätzfiguren weisen auf eine andere als reguläre Symmetrie hin. In der Tat sind die Krystalle wahrscheinlich aus zweiachsigen Individuen verwachsene mimetische Bildungen wie Boracit und Leucit, aber sie werden beim Erhitzen nicht isotrop, wie diese beiden. Hexaedrisch spaltbar; H. = $5\frac{1}{2}$, G. = 4,0—4,1. Schwarz, seltener hyacinthrot bis gelb, höchstens halbdurchsichtig bis undurchsichtig. Starker diamantartiger Metallglanz. Unschmelzbar; von HCl kaum angegriffen, von kochender H_2SO_4 gelöst. Die Krystalle sind teils auf-, teils eingewachsen, besonders im Talk- und Chloritschiefer; Hauptfundorte sind: Wildkreuzjoch im Pfitschtal in Tirol, aufgewachsen; Zermatt in der Schweiz im Chloritschiefer, ebenso bei Achmatowsk im Ural; im körnigen Kalk bei Montreal in Kanada; Magnet-Cove in Arkansas (ein verwitterter P. von hier ist *Hydrotitanit* genannt worden). Mikroskopisch in manchen Basalten, besonders Melilith-, Nephelin- und Leucitbasalten; bildet im Nephelinbasalt von Oberwiesental im sächsischen Erzgebirge ein körniges Aggregat.

(Vergl. auch Geikielith, Titaneisen etc., pag. 519 ff.)

(Ben Saude, Über den Perowskit, Göttingen 1882; Baumhauer, Zeitschr. f. Kryst. Bd. IV, pag. 147; Hessenberg, Min. Notizen; C. Klein, N. Jahrb. f. Min. etc. 1884, I, 245.)

Pseudobrookit. $2Fe_2O_3 . 3TiO_2$. Rhombisch, meist dünne, oblonge Täfelchen, dem Brookit ähnlich. Dunkelbraun bis schwarz, diamantglänzend; in Hohlräumen des Andesits vom Aranyerberg in Siebenbürgen mit Hypersthen und vom Mont Dore; ferner im Nephelinit vom Katzenbuckel, auf Vesuvlaven etc. Mehrere Zoll große Krystalle im Kjerulfin von Havredal, Kirchspiel Bamle, Norwegen.

Titanit (Sphen).

$CaTiSiO_5 = CaSi_2O_5 . CaTi_2O_5$; 28,57 CaO, 30,61 SiO_2, 40,82 TiO_2. Etwas CaO ist durch FeO ersetzt; in dem fleischroten *Greenovit* von St. Marcel in Piemont sind bis 3% MnO; in manchen Titaniten ist Al_2O_3 enthalten, diesen kommt vielleicht eine etwas andere Formel

zu, wie z. B. dem sog. *Grothit* aus dem Syenit des Plauenschen Grundes bei Dresden, der auch Y_2O_3 aber nur 31,16% TiO_2 enthält. Y_2O_3 und Ce_2O_3 enthält auch der T. aus dem Syenit von Biella in Piemont (siehe auch Yttrotitanit, pag. 795).

Der Titanit ist monoklin mit dem Achsenverhältnis: $a : b : c = 0{,}4272 : 1 : 0{,}6575$, $\beta = 94^0\ 38'$. Ein Prisma l, wo $l/l = 133^0\ 52'$ (vorn) wird als Vertikalprisma genommen: $l = \infty P$ (110). Die Kanten desselben sind selten abgestumpft; es ist oft groß entwickelt und die Krystalle nach demselben prismenförmig. Sehr gewöhnlich ist die Basis $P = 0P$ (001), $P/l = 94^0\ 15'$ (vorn), mit zwei hinteren (in der Zeichnung der Deutlichkeit wegen nach vorn gewendeten) Schiefendflächen $x = \frac{1}{2}P\infty$ ($\bar{1}02$) ($x/P = 140^0\ 43'$) und $y = P\infty$ ($\bar{1}01$) ($P/y = 119^0\ 43'$), die Prismen l oben und unten begrenzend (Fig. 616). Dazu tritt vielfach noch das Vertikalprisma $m = \infty P3$ (130); $m/m = 76^0\ 7'$,

Fig. 616. Fig. 617. Fig. 618. Fig. 619.

Fig. 620. Fig. 621. Fig. 622.

sowie die beiden schiefen Prismen $n = \frac{2}{3}P2$ ($\bar{1}23$) und $s = 4P4$ ($\bar{1}41$); $n/n = 136^0\ 12'$; $s/s = 67^0\ 57'$ (Fig. 617). Letztere sind hier nicht sehr groß, zuweilen entwickeln sie sich aber sehr stark, das Prisma l tritt dann sehr zurück oder fehlt ganz. In Fig. 618 ist der Krystall nach s prismatisch, y stumpft die vordere Kante s/s gerade ab, dazu tritt die Basis P und die hintere Schiefendfläche x. Häufig sind auch die Flächen n ausgedehnt und die Krystalle prismatisch nach diesen. Zuweilen daneben noch die Basis P und die hintere Schiefendfläche x, ein schiefes briefumschlagartiges Oblongoktaeder bildend, neben x auch wohl noch y (Fig. 619). Etwas komplizierter ist Fig. 620, wo neben dem vorherrschenden n noch y und das Klinodoma $r = P\infty$ (011) vorkommt, dessen vordere Kante von $113^0\ 30'$ die Basis P gerade abstumpft. Die Zahl der einfachen Formen, sowie die der Kombinationen ist sehr bedeutend.

Zwillinge des Titanits nach P sind häufig; ihre Ausbildung

ist verschieden. Ein Juxtapositionszwilling ist Fig. 621 abgebildet; die Flächen *y* und *y* machen vorn eine horizontale Rinne und zwar ist $y/y = 120^0\ 34'$, hinten schneiden sich *x* und *x* in einer ausspringenden horizontalen Kante von 78° 34'. Einen Penetrationszwilling gibt Fig. 622, an dem die Flächen *y* vorn und hinten, und *x* oben und unten horizontale einspringende Kanten in der Richtung der Achse *b* bilden.

Kein deutlicher Blätterbruch, aber nicht selten schalige Zusammensetzung nach den Flächen von *l*, *r* und *x*. Bruch muschlig; spröde. H. = 5—5½. G. = 3,4—3,6, bei einigen Varietäten etwas geringer. Durchsichtig, durchscheinend bis undurchsichtig; Glasglanz, ins Demantartige und Fettige. Meist grün, gelb, braun, auch rot, zuweilen am gleichen Stück rote und grüne Stellen. Bei dunkler Färbung etwas pleochroitisch. Opt. A. E. *ac*, + M. L. beinahe ⊥ zu *x*; also geneigte Dispersion, aber wenig deutlich. Der Achsenwinkel ist für verschiedene Strahlen sehr verschieden, daher die Interferenzfigur eigentümlich gefärbt. $2E = 53^0—56^0$ (r.); $= 32^0—34^0$ (bl.) also $\varrho > v$. $\beta = 1{,}905$ (r.); $\gamma - \alpha = 0{,}12$. V. d. L. schwer schmelzbar zu schwarzem Glase; von HCl unvollständig, von H_2SO_4 und HF vollständig zersetzt.

Der T. findet sich in prismen- oder tafelförmigen Krystallen auf- oder eingewachsen oder in derben Partien. Der grüne, stellenweise rote, im allgemeinen durchsichtige Titanit (*Sphen*) (Fig. 616—618, 621 und 622) findet sich auf Klüften und Spalten der Gneiße und ähnlicher Gesteine des Urgebirges in den Hochalpen mit Bergkrystall, Feldspat, Chlorit etc. an vielen Stellen, in Tirol, der Schweiz, Piemont etc., zuweilen mit staubförmigem Chlorit imprägniert, dann undurchsichtig grün; findet sich ähnlich auch bei Achmatowsk im Ural. Braune und gelbe undurchsichtige Krystalle (Fig. 619 u. 620), auch derbe Partien (*Braun*- resp. *Gelbmenakerz*) in älteren krystallinischen Silikatgesteinen, bes. in Hornblende führenden eingesprengt, so im Syenit, Diorit, Hornblendeschiefer und anderen ähnlichen Gesteinen, z. B. im Plauenschen Grunde bei Dresden, im Odenwald, in der Normandie, im Ilmengebirge im Ural etc.; ferner im körnigen Kalk, z. B. bei Bolton in Massachusetts, bei Attleboro in Pennsylvanien etc., sowie in Renfrew County in Kanada; im Magneteisen von Arendal mit Epidot. In jüngeren Eruptivgesteinen, besonders in manchen Trachyten, findet sich T. oft in glänzenden gelben Kryställchen, z. B. am Laacher See (*Semelin* oder *Spinellin*); auch in den Phonolithen der Umgebung von Außig im böhmischen Mittelgebirge, der Rhön und anderer Gegenden, sowie in manchen Sommaauswürflingen. Fasriger bis dichter T. ist der grünlichweiße *Titanomorphit* (Leukoxen), ein Umwandlungsprodukt von Rutil und Titaneisen, in Hornblendeschiefern, Diabasen etc., diese

Mineralien als Hülle umgebend. (v. Lasaulx, Ztschr. Kryst. Bd. IV, 1880. pag. 162.) (Vergl. *Zirkelit*, pag. 796, mit analoger Zusammensetzung.)

(Hessenberg, Min. Notizen, vergl. (3); Jeremejeff, Verhdlg. Min. Ges. St. Petersburg II, 14, 254, 1881; G. Rose, Dissertation, Berlin 1820; Busz, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. V, 1887, pag. 330.)

Yttrotitanit (Keilhauit). Brauner, im Glimmerschiefer von Buö bei Arendal eingewachsener, viel *Al*, *Ce* und *Y* enthaltender Titanit. Der braune *Eukolit-Titanit* von Stokö und Fredriksvärn enthält ebenfalls *Y* und auch *Ce*.

Tschewkinit, schwarz, amorph, glasglänzend, ist ein stark zersetzter *Ce*-, *La*-, *Di*-, *Be*- und *Fe*-haltiger Titanit aus dem Granit von Miask und von der Coromandelküste im südlichen Ostindien.

Ein Silikotitanat mit geringerem TiO_2-Gehalt: $(Na, K)_2(Fe, Mn)(Si, Ti)_5O_{12}$, das säurereichste Silikat resp. Titanat, das man kennt, ist der schwarze, tief rot durchscheinende *Neptunit*; sehr selten mit Ägirin im Syenit von Igaliko in Grönland.

Einige weitere seltene *Silikotitanate* von noch nicht genau bekannter komplizierter Zusammensetzung, z. T. ZrO_2- und ThO_2-haltig, sind:

Johnstrupit. *F*-haltiges Silikotitanat von *Ca*, *Ce* (*La*, *Di*) und *Na* mit etwas ZrO_2. Bräunlichgrüne, durch Verwitterung gelbe, durchscheinende bis undurchsichtige, monokline, langgestreckte Prismen aus den Syenitpegmatitgängen des südlichen Norwegens. Opt. Achsenebene || der Symmetrieebene. ***Rinkit*** unterscheidet sich vom J. wesentlich nur durch die Lage der opt. Achsenebene senkrecht zur Symmetrieebene. Im Eläolithsyenit von Kangerdluarsuk im südlichen Grönland und in der Serra de Tingua in Brasilien. *Mosandrit*. Dunkel rötlichbraun, enthält etwas mehr ZrO_2 ($7^1/_2$ %) und *Ce*, dagegen weniger TiO_2 ($5^1/_2$ %) CaO, Na_2O und *F* als Johnstrupit. Insel Låven im Langesundfjord und bei Barkevik im südlichen Norwegen. Ebenfalls monoklin und, wie die beiden anderen, krystallographische Beziehungen zum Epidot zeigend.

Silikozirkoniate, resp. *Silikostannate* die folgenden Mineralien:

Kataplëit. $H_4Na_2Si_3ZrO_{11}$ (Natronkataplëit, grau); häufig etwas Na_2O durch CaO vertreten (Kalkkataplëit, rot bis braun). Mimetisch-hexagonale Drillinge monokliner Individuen, bei 140° einachsig und wirklich hexagonal (wahrscheinlich rhomboedrisch-tetartoedrisch); verhält sich ähnlich dem Tridymit. Größere Krystalle oder sechsseitige, zuweilen rosettenförmig angeordnete Täfelchen; nach ∞P spaltbar. Im Eläolithsyenit des Langesundfjords und des südlichen Grönlands. Entsteht aus Eudialyt. Analog zusammengesetzt ist der *Stokesit*, $H_4Ca(Si,Sn)_4O_{11}$, von dem aber nur ein farbloser, rhombischer Krystall auf Axinit von St. Just in Cornwall bekannt ist. Der rhombische *Elpidit*; stenglig und filzartig fasrig, weiß bis ziegelrot, perlmutterglänzend von Igaliko in Grönland ist: $H_6Na_2Si_6ZrO_{18}$.

Eudialyt. $Na_{13}(Ca, Fe)_6(Si, Zr)_{20}O_{52}Cl$. Große, rhomboedrische, nach der Basis deutlich spaltbare Krystalle und körnige Massen. Rot mit + D. Br., in den Gängen im Eläolithsyenit von Kangerdluarsuk in Grönland, bei Magnet Cove in Arkansas und auf der Halbinsel Kola. Braun mit — D. Br. (*Eukolit*) in den Gängen des Langesundfjords im südlichen Norwegen.

Einige Silikozirkoniate: Rosenbuschit, Låvenit, Wöhlerit und Hjortdahlit stehen in sehr nahen Beziehungen zur Augit- oder Pyroxengruppe und sind dort betrachtet worden. Man faßt sie unter dem Namen der *Zirkonaugite oder -Pyroxene* zusammen.

Ein *Titanozirkoniat* von der allgemeinen Formel des Titanits ist der:

Zirkelit. $(Ca, Fe)(Zr, Ti, Th)_2O_5$ (53% ZrO_2). Schwarze harzglänzende, reguläre, komplizierte Zwillinge bildende Kryställchen aus dem zersetzten Magnetit-Pyroxenit von Jacupiranga in S. Paulo, Brasilien.

Ein Borotitanat von Magnesia und Eisen ist der

Warwickit (Enceladit). Braune, rhombische, prismatische Krystalle im körnigen Kalk von Edenville, New-York.

Ein *Borostannat* ist der Nordenskiöldin, pag. 575.

Stibiotitanate sind der Derbylith, der Lewisit und der Mauzeliit, die bei den Antimoniaten (Klasse X) beschrieben werden.

Endlich schließen sich einige Niobsäure enthaltende Titanate an:

Dysanalyt. $6RTiO_3 . RNb_2O_6$, worin $R = Ca, Fe, Mn, Ce$ und Na_2. Kleine, schwarze Würfelchen, früher für Perowskit gehalten, in dem körnigen Kalk von der Voigtsburg bei Schelingen im Kaiserstuhl und von Magnet Cove, Arkansas.

Pyrochlor. Ähnlich wie D., aber das Niobat überwiegt (vergl. den *Ti*-freien Koppit (pag. 799), der früher damit vereinigt worden war). Auch etwas ThO_2, ZrO_2 und F. Bräunlichschwarze reguläre Oktaeder im Eläolithsyenit des südlichen Norwegens und bei Miask im Ilmengebirge (Ural). Der braune, fettglänzende *Hatchettolith* ist ein zersetzter P. mit einem kleinen Urangehalt aus den Glimmergruben von Mitchell Co., Nordkarolina. *Pyrrhit*, gelbe Oktaederchen in vulkanischen Auswürflingen am Laacher See und auf San Miguel (Azoren), scheint dem P. ähnlich zusammengesetzt zu sein. Dieser sog. *Azor-Pyrrhit* ist etwas anderes als der P. von Alabaschka (pag. 799).

Polykras. Ein Titanat und Niobat von Y, Er, Ce nebst U und Fe. Graubraune rhombische sechsseitige dünne Tafeln im Granit von Hitterö in Norwegen. In der Krystallform ähnlich dem Columbit. Ihm chemisch nahe steht der wie Polykras etwas wasserhaltige

Euxenit. Rhombisch, meist derb, schwarz mit rötlichbraunem Strich und hellmetallischem, etwas fettigem Glanz. In Granitgängen von Arendal, Hitterö etc. in Norwegen.

Äschynit. Enthält ThO_2 statt UO_2, sonst ähnlich dem Euxenit. Schwarze bis braune, unregelmäßige Prismen und Tafeln mit hellbraunem Strich und halbmetallischem, ins Fette gehendem Glanz auf dem Bruch. Im Granit von Hitterö, ebenso bei Miask im Ilmengebirge und bei Königshain in Schlesien.

Polymignit. Ärmer an Nb_2O_5 als Äschynit, enthält aber ZrO_2. Lange, dünne, dunkelbraune, fast schwarze, lebhaft fettig-metallglänzende Krystallnadeln, meist von einer matten Verwitterungsrinde umgeben, im Zirkonsyenit von Fredriksvärn im südlichen Norwegen.

Diese Mineralien führen zu der Klasse der Niobate und Tantalate.

IX. Klasse.

Tantalate und Niobate.

Enthalten häufig seltene Erden (*Y*, *Ce*, *La*, *Di*, *Er* etc.). Meist braun bis schwarz und halbmetallisch. Fast durchweg im Granit und zwar im Norden: Skandinavien, Ural, Nordamerika etc.

(Rammelsberg, Sitzgsber. Berl. Akad. 1870—1872.)

Isodimorphe Gruppe des Niobits.

Niobate und Tantalate von FeO und MnO von der Formel: $FeNb_2O_6 = FeO . Nb_2O_5$ etc., in denen meist *Fe* überwiegt. Von den Säuren ist bald die erste, bald (seltener) die zweite vorherrschend (Niobit und Tantalit). Doch ist gewöhnlich je von der anderen ebenfalls eine mehr oder weniger große Menge vorhanden, so daß zwischen beiden keine scharfe Grenze aufgestellt werden kann. Ebenso ist es auch mit den *Fe*- und *Mn*-Verbindungen beider Säuren. Sowohl die hierher gehörigen Niobate als auch die Tantalate krystallisieren in zwei heteromorphen Formen: rhombisch und quadratisch. Sie sind beide dimorph, und je die dem gleichen Krystallsystem angehörigen Mineralien sind isomorph. Es liegt also eine vollkommene isodimorphe Gruppe vor, über welche die folgende Tabelle eine Übersicht gibt.

	rhombisch:		quadratisch:	
		$a:b:c$		$a:c$
$(Fe,Mn)Nb_2O_6$.	*Niobit:*	0,4074 : 1 : 0,3347;	***Mossit:***	1 : 0,6438.
$(Fe,Mn)Ta_2O_6$.	*Tantalit:*	0,4083 : 1 : 0,3259;	***Tapiolit:***	1 : 0,6528.

Namentlich die verbreiteteren rhombischen Verbindungen mischen sich isomorph in allen möglichen Verhältnissen. Die quadratischen sind weit weniger häufig.

Niobit (Columbit).

$(Fe, Mn)(Nb, Ta)O_6 = (Fe, Mn)O . (Nb, Ta)_2O_5$. *Nb* überwiegt über *Ta*. Nur selten frei von *Ta* (einzelne Krystalle von Grönland); die *Ta*-reichsten mit ca. 30% Ta_2O_5 gegen 50% Nb_2O_5 sind die von Haddam in Connecticut und von Bodenmais im bayrischen Wald. Die rhombischen Krystalle sind meist in der Richtung der Achse *a* etwas verlängert zu kurz prismatischen Formen, nach der Längsfläche dick tafelförmig und in dieser Richtung auch ziemlich deutlich spaltbar. Zuweilen Zwillinge nach $2\breve{P}\breve{\infty}$ (201). H. = 6. G. = 5,4—6,4, um so höher, je mehr Ta_2O_5. Braunschwarz mit rotbraunem bis schwarzem Strich. Undurchsichtig mit halbmetallischem Glanz auf dem meist muschligen Bruch. Meist mehr oder weniger deutlich auskrystallisiert, die Krystalle stets eingewachsen, selten anders als in granitischen Gesteinen. Verbreiteter als Tantalit. V. d. L. unschmelzbar, durch Säuren nicht angegriffen, nur durch Schmelzen mit saurem schwefelsaurem Kali aufschließbar. Die besten Krystalle im Kryolith von Ivigtut in Grönland. Im Granit von Bodenmais in Bayern (*Dianit* oder *Baierin*); bei Chanteloube unweit Limoges in Frankreich; bei Craveggia im Vigezzo-Tal in Piemont; in Norwegen z. B. bei Kragerö; an mehreren Orten in Finnland; bei Miask im Ilmengebirge (Ural) (***Mengit***); bei Haddam in Connecticut und an manchen anderen Orten in Nordamerika.

(Schrauf, Sitzgsber. Wien. Akad. Bd. 44, 1861, pag. 445; E. S. Dana, Zeitschr. f. Kryst. XII, 1887, pag. 266.)

Mossit. Chemisch wie Niobit, aber quadratisch krystallisiert. Kleine schwarze *Mn*-freie Krystalle, meist Zwillinge nach *P*∞ (101) und von rhombischem Habitus; aufgewachsen auf einem Pegmatitgang bei Moß in Norwegen. G. = 6,45. *Nb* : *Ta* = 1 : 1. Ein zersetzter Mossit ist wahrscheinlich der *Adelpholit* aus dem Granit von Laurinmäki in Finnland. (Brögger, Videnskabsselskabets Skrifter. I, Mathematisk-naturv. Klasse 1897, Nro. 7, Kristiania.)

Tantalit.

$(Fe, Mn)(Ta, Nb)_2O_6 = (Fe, Mn)O . (Ta, Nb)_2O_5$. *Ta* über *Nb* überwiegend, ebenso meist *Fe* über *Mn*. Ein fast *Nb*-freier, in dem beinahe alles *Fe* durch *Mn* ersetzt wird, (80 Ta_2O_5, 14 MnO), aus den Goldwäschen an der Sanarka im Ural, ist *Manganotantalit* genannt worden. In den *Nb*-reichsten (Broddbo bei Fahlun) ist *Ta* und *Nb* in ziemlich gleicher Menge vorhanden (z. B. 40% Nb_2O_5 und 42% Ta_2O_5). Das reine Eisenmetatantalat, das noch nicht bekannt ist, würde 86,05 Ta_2O_5 und 13,95 FeO enthalten. Meist findet sich auch etwas WO_3 und SnO_2. Ein besonders zinnreicher T. (2,94 SnO_2) von Skogböle im Kirchspiel Tammela in Finnland ist *Ixiolith* (Ixionolith) genannt worden. Die Krystalle, schwarz, undurchsichtig, halbmetallisch glänzend mit unvollkommener Spaltbarkeit, sind rhombisch, denen des Columbits ähnlich, aber meist nach der stark vertikal gestreiften Querfläche (nicht nach der Längsfläche) tafelartig. Zwillingsbildung häufig. H. = 6. G. = 6,5—7,3, ebenfalls mit dem *Ta*-Gehalt steigend. Unschmelzbar und von Säuren nicht angegriffen. Viel seltener als Niobit; nur eingewachsen im Granit. Broddbo bei Fahlun in Schweden, Paris in Maine, Amelia Co. in Virginien, Yancey Co. in Nordkarolina.

Tapiolit. Chemisch und im Aussehen wie Tantalit, aber quadratisch. In dem T. aus dem Granit von Sukkala im Kirchspiel Tammela, Finnland ist *Ta* : *Nb* = 4 : 1 und *Mn* fehlt fast ganz. Die schwarzen, halbmetallischen Krystalle sind denen des Rutil ähnlich, aber durch Verzerrung und Zwillingsbildung häufig scheinbar monoklin. H. = 6. G. = 7,4—7,8. Zum Tapiolit gehört auch der früher sogenannte Tantalit von Härkäsaari bei Tammela und der von Rosendal bei Kimito in Finnland (*Tammelatantalit* und *Kimitotantalit*), sowie der beinahe *Nb*-freie von Skogböle bei Tammela (*Skogbölit*); ihre Krystalle sind durch Zwillingsbildung scheinbar rhombisch. Findet sich auch im Granit von Topsham in Maine (Brögger, siehe bei Mossit).

Fergusonit (brauner Yttrotantalit).

$Y(Nb, Ta)O_4 = Y_2O_3 . (Nb, Ta)_2O_5$ mit einer kleinen Menge von Cermetallen, sowie von *U*; *Nb* überwiegt meist stark. Glüht bei 500—600° plötzlich auf und entwickelt unter gleichzeitigem Verlust an spezifischem Gewicht 0,0326% Helium. Durch Verwitterung ein kleiner Wassergehalt. Quadratisch und zwar pyramidalhemiedrisch, wie Scheelit, dem der F. auch in den Winkeln sehr nahe steht. $a : c = 1 : 1,464$. Deutliche Krystalle, von pyramidaler Form, selten; meist schwarzbraune Körner mit lebhaft fettig bis halbmetallisch glänzendem, muschligem Bruch; scheinbar amorph. G. = 5,8—5,9. H. = 5½—6. Im Granit von Schreiberhau im Riesengebirge, besonders aber in Skandinavien in demselben Gestein: Ytterby in Schweden mit schwarzem und gelbem Yttrotantalit, und Helle bei Arendal in Norwegen (*Tyrit* und *Bragit*); ferner bei Kap Farvel in Grönland. Mit dem Fergusonit ist vielleicht isomorph der *Sipylit*, im wesentlichen niobsaures Erbium, $ErNbO_4$, mit etwas H_2O. Bildet quadratische Oktaeder, aber meist unregelmäßige bräunlichschwarze, harz- bis halbmetallglänzende Körner in einem Gemenge von Allanit und Magneteisen am Little Friar Mountain in Virginien. Zeichnet sich durch besonders starkes Aufglühen beim Erhitzen aus. Dem F. nahe steht der *Kochelit* aus dem Ganggranit der Kochelwiesen bei Schreiberhau in Schlesien, gelbe Quadratoktaeder

und krustenförmige Überzüge, die neben Nb_2O_5 auch ZrO_2 und ThO_2, sowie Y und Fe enthalten.

Yttrotantalit (schwarzer Yttrotantalit).

$Y_4Ta_6O_{21} = 2Y_2O_3 . 3Ta_2O_5$, mit etwas Er, Ca und wenig Nb_2O_5. Die schwarzen, halbmetallischen, rhombischen Krystalle im Granit von Ytterby und Fahlun in Schweden sind selten; häufiger derb, von glasigem Aussehen. G. = 5,6—5,9. H. = 5 bis 5½. Der schwarze Y. wird bei Ytterby begleitet von einem wahrscheinlich amorphen Mineral mit derselben Zusammensetzung, aber von gelber Farbe (*gelber Yttrotantalit*). Hier ist G. = 5,8. Dem schwarzen Y. ähnlich, aber Y-ärmer, ist der *Hjelmit* aus dem Granit von Korarfvet bei Fahlun in Schweden; es ist im wesentlichen tantalsaures Calcium, Eisen und Mangan. In beiden, wohl infolge von Verwitterung, etwas H_2O.

Samarskit (Uranotantal, Yttroilmenit).

Rhombisch, ähnlich dem Niobit. Sammtschwarz mit braunrotem Strich. Muschliger Bruch mit starkem, halbmetallischem, etwas ins Fettige gehendem Glanz. Undurchsichtig. V. d. L. aufglühend und schwer schmelzbar. Spröde. H. = 5—6. G. = 5,6—5,8. Von Säuren zersetzt. Er ist ein Niobat, von Fe, Y, Ca, Er und namentlich U, in dem ein Teil des Nb durch Ta vertreten ist. Meist nur in Form unregelmäßiger, im Bruch amorph aussehender Körner im Granit von Miask im Ilmengebirge (Ural) und in größeren Stücken (bis 20 Pfund) von Nordkarolina besonders in Mitchell County, an beiden Orten mit Columbit. Ein Zersetzungsprodukt des S. von Nohl am Kongelf in Norwegen scheint der *Nohlit* zu sein. Ebenso der *Rogersit*, der auf dem S. von Mitchell County in Nordkarolina dünne, weiße, krustenförmige Überzüge bildet.

Annerödit. Im wesentlichen nahe übereinstimmend mit Samarskit, ein Pyroniobat von Yttrium und Uran mit kleinen Mengen SnO_2 und H_2O, die wohl unwesentlich sind. In der Krystallform dem Niobit sehr ähnlich, doch sind die rhombischen Krystalle selten. G. = 5,7. H. = 6. Schwarze, undurchsichtige, auf dem muschligen Bruch halbmetallisch bis fettartig glänzende Körner im Pegmatit von Anneröd bei Moß in Norwegen.

Mikrolith. Im wesentlichen $Ca_2Ta_2O_7 = 2CaO . Ta_2O_5$, worin Ta z. T. durch Nb, Ca durch Mn, Fe und Mg ersetzt, auch eine kleine Menge Alkalien, F und H_2O vorhanden ist. Regulär; kleine gelbe bis rotbraune Oktaederchen mit fettigem Glasglanz in einem Albitgang bei Chesterfield in Massachusetts, größere Krystalle und derbe Partien im Glimmer von Amelia County in Virginien. Auch in Elba, Grönland etc. Hierher vielleicht auch die gelben Oktaederchen im Granit von Alabaschka bei Mursinsk (*Pyrrhit* G. Rose) und von S. Piero in Elba (vergl. den Azor-Pyrrhit, pag. 796).

Koppit. Ist vielleicht entsprechend dem Mikrolith, $Ca_2Nb_2O_7 = 2CaO . Nb_2O_5$, worin Ca durch eine nicht unerhebliche Menge Ce, Di und La vertreten wird; enthält auch etwas ZrO_2, Alkalien und sehr wenig F. Schwarzbraune, in dünnen Lagen braun durchscheinende Würfelchen aus dem Kontaktkalk von Schelingen im Kaiserstuhl im Breisgau. Wurde früher für Pyrochlor gehalten, dem er nahe steht, von dem er sich aber u. a. durch die fast völlige Abwesenheit von TiO_2 unterscheidet.

Atopit. $(Ca, Na_2, Fe, Mn)_2Sb_2O_7$. Braune halbdurchsichtige Kryställchen, eingewachsen im Hedyphan von Longban in Wermland. Regulär und vielleicht mit Koppit und Mikrolith isomorph (vergl. *Tripuhyit*).

Stibiotantalit. $Sb(Ta, Nb)O_4 = Sb_2O_3 . (Ta, Nb)_2O_5$. Rötlich- und grünlichgelbe, diamantglänzende Körner aus westaustralischen Zinnsanden.

Ein Silikoniobat von Natron mit etwas H_2O und F ist der **Epistolit** aus dem Eläolithsyenit von Julianehaab in Grönland. Die tafelförmigen, vielfach zu Gruppen verwachsenen, monoklinen Krystalle sind in Aussehen und Beschaffenheit dem Brucit ähnlich, und früher auch dafür gehalten worden.

(Titanoniobate etc. siehe in der Klasse der Titanate, pag. 796.)

X. Klasse.

Phosphate, Arseniate, Antimoniate, Vanadinate.

a) Wasserfreie Phosphate etc.

Eine große Anzahl derselben, darunter die wichtigsten, sind Cl- und F-haltig; bei manchen sind die Halogene ganz oder z. T. durch (OH) vertreten. Sie eröffnen hier die Reihe.

Isomorphe Reihe des Apatits.

Hexagonale, pyramidal-hemiedrische Mineralien von der allgemeinen Formel: $M_5R_3O_{12}Cl = 3M_3R_2O_8 . MCl_2$, wo $M = Ca, Pb$, $R = P, As, V$ und wo F und zuweilen auch (OH) statt Cl stehen kann, aber nur wenn $M = Ca$.

		$a : c$
Apatit:	$3Ca_3P_2O_8 . Ca(Cl, F)_2$;	1 : 0,7346 bis 0,7313,
Pyromorphit:	$3Pb_3P_2O_8 . PbCl_2$;	1 : 0,7362.
Polysphärit:	$3(Pb, Ca)_3P_2O_8 . (Pb, Ca)Cl_2$;	
Kampylit:	$3Pb_3(As, P)_2O_8 . PbCl_2$;	1 : 0,725.
Mimetesit:	$3Pb_3As_2O_8 . PbCl_2$;	1 : 0,7276.
Hedyphan:	$3(Pb, Ca)_3As_2O_8 . (Pb, Ca)Cl_2$;	1 : 0,7063.
Svabit:	$3Ca_3As_2O_8 . Ca(F, OH, Cl)_2$;	1 : 0,7143.
Vanadinit:	$3Pb_3V_2O_8 . PbCl_2$;	1 : 0,7122.
Endlichit:	$3Pb_3(As, V)_2O_8 . PbCl_2$;	1 : 0,7495 ca.

Apatit (mit Phosphorit).

$3Ca_3P_2O_8 . CaCl_2$ (Chlorapatit) oder mit CaF_2 (Fluorapatit); entsprechend 40,92 (42,26) P_2O_5, 53,80 (55,55) CaO und 6,82 Cl (3,77 F). Beide isoliert für sich, aber meist Cl neben F, also isomorphe Mischung beider. Im allgemeinen überwiegt F über Cl in den Mischungen, wie auch reine F-Apatite weit häufiger sind, als reine Cl-Apatite. Etwas F resp. Cl ist nicht selten durch etwas (OH) ersetzt. Nicht selten kleine Mengen von Fe_2O_3, MgO (gegen 10 %, der uralische sogenannte *Talkapatit*), MnO (*Manganapatit*, bis 11 % in dem dunkelgrauen A. von Branchville in Connecticut; meist weniger, z. B. in dem A. von Zwiesel im bayrischen Wald und Vestanå in Schweden). Enthält zuweilen Einschlüsse flüssiger Kohlensäure, sowie solche von anderen Mineralien

z. B. von Monazit (Kryptolith), pag. 810, daher bis 5 % Ceroxyde (Arendal in Norwegen), doch gibt es auch *Ce*-haltigen Apatit ohne Einschlüsse (*Cerapatit*). Durch Verwitterung nicht selten CO_2 und H_2O (*Hydroapatit*).

Krystalle sind sehr verbreitet, entweder lange hexagonale Prismen oder dicke Tafeln. Die Winkel schwanken etwas mit dem *Cl*-resp. *F*-Gehalt und damit auch die Achsenverhältnisse, und zwar nimmt mit steigender *Cl*-Menge die Achse c ab. Es ist: $a : c = 1 : 0{,}7346$ bis $1 : 0{,}7313$; die im folgenden angegebenen Winkel entsprechen dem ersteren Wert. Das 1. Prisma M fehlt wohl nie, dazu häufig die Basis P (Fig. 153) oder das Dihexaeder $x = P$ (1011); $x/x = 142^0\ 15'$ (E. K.); $P/x = 139^0\ 41\frac{1}{2}$, (Fig. 159); oder auch x neben der Basis P, als Abstumpfung der Kanten P/M (Fig. 623). Auch stumpfere Dihexaeder der 1. Stellung, z. B. $r = \frac{1}{2}P$ (10$\bar{1}$2), $P/r = 157^0\ 1'$ (Fig. 625) und schärfere, z. B. $z = 2P$ (20$\bar{2}$1), $P/z = 120^0\ 31'$ (Fig. 626) finden

Fig. 623. Fig. 624. Fig. 625. Eig. 626.

sich; ebenso Dihexaeder der 2. Stellung: $s = 2P2$ (11$\bar{2}$1), (Fig. 624—626); $a = P2$ (11$\bar{2}$2), das nächste stumpfere zu x (Fig. 626) etc. Auch das 2. Prisma: $e = \infty P2$ (11$\bar{2}$0) fehlt nicht, mit dem 1. Prisma und der Basis Kombinationen wie in Fig. 155 bildend, (auch in Fig. 626). Die Hemiedrie tritt bei den dihexagonalen Prismen hervor, z. B. $c = \infty P\frac{3}{2}$ (21$\bar{3}$0), welches an jeder Prismenfläche e nur die eine Kante M/e abstumpft, die andere nicht; ebenso an den Didodekaedern, z. B. $u = 3P\frac{3}{2}$ (21$\bar{3}$1), welches nur die abwechselnden Kanten M/s abstumpft, aber oben und unten auf derselben Seite der Prismenkanten M/M. (Fig. 626.) In seltenen Fällen treten die dihexagonalen Prismen c und Pyramiden u etc. auch mit ihren beiden Hälften auf, an Krystallen vom Wildkreuzjoch in Tirol, Schlaggenwald im Erzgebirge etc. die dann scheinbar vollflächig sind.

Die Hemiedrie wird auch durch die Gestalt der Ätzfiguren auf den Prismenflächen deutlich angezeigt (Fig. 300), ebenso aber auch durch die auf der Basis, die gegen das Sechseck letzterer Fläche etwas verwendete Sechsecke bilden. Keine Zwillinge, keine deutliche Spaltbarkeit, undeutlich nach P und M; aber nicht selten ebene schalige Absonderung nach diesen Richtungen; kleinmuschliger Bruch; spröde; H. = 5. G. = 3,16—3,22, mit zunehmendem *Cl*-Gehalt sich ver-

mindernd. Durchsichtig bis durchscheinend und undurchsichtig; glasglänzend, auf Bruchflächen fettglänzend; farblos, gelb (*Spargelstein*), braun, zeisiggrün, blaugrün (*Moroxit*), blauviolett, rot etc.; zuweilen stark dichroitisch. — D. Br. schwach, ebenso die Lichtbrechung; nicht selten anomal zweiachsig. $\omega = 1{,}646$, $\varepsilon = 1{,}642$ für *Na*-Licht. Manche Apatite phosphoreszieren beim Erwärmen mit prachtvoller grüner Farbe. V. d. L. schwer schmelzbar; in *HCl* löslich.

Der Apatit findet sich in Form vollkommen ausgebildeter Krystalle, die bald auf-, bald eingewachsen sind. Letztere pflegen mehr langprismatisch bis nadelig und krystallographisch einfach (z. B. Fig. 153), erstere mehr dick taflig ausgebildet, komplizierter begrenzt und namentlich häufig mit hemiedrischen Formen ausgestattet zu sein (Fig. 626). Sehr verbreitet sind auch derbe, körnige, fasrige und dichte Aggregate, häufig mit traubiger und nierenförmiger Oberfläche, sowie erdige Massen und unreine Knollen. Die Krystalle und die schon für das bloße Auge deutlich krystallinisch körnigen Aggregate bilden den Apatit im engeren Sinne, die fasrigen bis dichten Varietäten werden als Phosphorit, Staffelit, Osteolith etc. bezeichnet.

Der *eigentliche Apatit* ist, eingewachsen in Silikatgesteinen jeder Art und jeden Alters, sehr verbreitet und bedingt in ihnen einen nie fehlenden kleinen Phosphorsäuregehalt, in den Eruptivgesteinen sowohl wie in den krystallinischen Schiefern. In diesen Gesteinen bildet er als Gemengteil meist mikroskopisch kleine Nädelchen, aber doch auch nicht selten mit bloßem Auge deutlich erkennbare Prismen. In Eruptivgesteinen z. B. im Nephelindolerit von Meiches in Hessen und Löbau in Sachsen, in den Auswürflingen am Laacher See und an der Somma (Vesuv), in manchen Diabasen in Hessen, am Harz etc., im Teschenit und besonders schön und massenhaft als gelbe durchsichtige Krystalle von Spargelstein in einem vulkanischen Tuffe von Jumilla, Provinz Murcia, Spanien. In krystallinischen Schiefern z. B. vielfach in den Alpen: im Talkschiefer am Greiner im Zillertal, gelbe Krystalle und häufiger rundliche Partien, ebenfalls von Spargelstein, im Chloritschiefer des Pfitschtales, im Glimmerschiefer bei Snarum in Norwegen, an der Tokowoja bei Katharinenburg im Ural etc. In den nämlichen Gesteinen finden sich auch häufig auf Drusen aufgewachsene Krystalle oft von großer Schönheit, wasserhell und von komplizierter Begrenzung mit hemiedrischen Formen, ähnlich der Fig. 619 mit dem Epidot an der Knappenwand im Untersulzbachtale im Salzburgischen; kleine, meist trübe, weiße, flächenreiche Krystalle (Fig. 619) im Gneiße am St. Gotthard; ferner im Granit von Penig in Sachsen und am Epprechtstein im Fichtelgebirge, von Striegau in Schlesien, von Elba, bei Miask im Ural etc. Stellenweise häuft sich der Apatit, meist in derben körnigen Aggregaten, in derartigen Gesteinen massenhaft an und bildet in ihnen

mehr oder weniger selbständige Gänge, so namentlich mit Enstatit, Phlogopit, viel Rutil etc. in der danach benannten Apatitregion unweit des Langesundfjords im südlichen Norwegen in der Gegend um Arendal, Bamle, Kragerö, Ödegarden etc. Der Apatit liegt hier in einem, stellenweise in ein Hornblende-Skapolithgestein umgewandelten Gabbro und im Hornblendeschiefer, namentlich im Kontakt beider. Auf der Magneteisenlagerstätte von Arendal (Norwegen) als Moroxit und in ganz gleicher Weise mit dem Magneteisen von Gellivara in Norbotten.

Sehr ausgedehnt ist das Vorkommen des Apatits in krystallinischen Kalken, sowohl in solchen der krystallinischen Schiefer als in Kontaktzonen. Er findet sich hier in derben Massen, zuweilen von erheblichem Umfang und in wohlausgebildeten Krystallen, die dann eine glänzende, gerundete, sogenannte „geflossene" Oberfläche und eine ausgesprochene Farbe, entenblau, meergrün, rot, braun etc. zu haben pflegen und oft eine bedeutende Größe, (mehrere Fuß lang und zentnerschwer) besitzen. Fundorte dieser Art sind bei Schelingen im Kaiserstuhl, Logrosan in Estremadura, Spanien, Ersby bei Pargas in Finnland, Gouverneur, Hammond und sonst in Lawrence Co., New-York (große Krystalle), in Essex Co., N. Y. bei Long Pond (hier auch der stark phosphoreszierende fasrige *Eupychroit* mit nieriger Oberfläche), massenhaft bei Hurdstown in New-Jersey und an vielen anderen Orten der Vereinigten Staaten. Wegen der Massenhaftigkeit des Vorkommens und der Größe der Krystalle besonders zu erwähnen ist Kanada, wo die Vorkommen im Kalk mit den oben erwähnten krystallinischen Silikatgesteinen in Verbindung stehen. In North-Elmsby und South-Bourgess in Ontario ist ein ausgedehntes 10 Fuß mächtiges Lager. In Renfrew County Ontario, massenhaft im Kalke des Gneißes und ebenso, mit Pyroxen, Amphibol, Titanit, Zirkon, Granat, Vesuvian etc. längs des Lièvre-Flusses in Ottawa County, Quebec. Hier, bei Buckingham, u. a. ein Krystall von 550 Pfund Gewicht und 72½ Zoll Umfang. Auch der blaue *Lasurapatit* von der Slüdjanka am Baikalsee findet sich im Kalk. Auf den mit körnigen Kalken in Verbindung stehenden Magneteisenlagerstätten der krystallinischen Schiefer bei Arendal in Norwegen (*Moroxit*) und bei Utö in Schweden. Seltener auf anderen Erzlagerstätten (sehr schön auf der Kupfergrube von Kiräbinsk bei Miask im Ural), mit Ausnahme der Zinnerzgänge, wo schön gefärbte Krystalle einen konstanten Begleiter des Zinnsteins bilden, so im Erzgebirge (Ehrenfriedersdorf, Zinnwald, Schlaggenwald etc.), sowie in Cornwall (St. Austell, St. Agnes, Botallack) und in Devonshire, wo bei Wheal Franco die kugeligen Aggregate mit krummflächigen niederen Dihexaedern als *Francolith* bezeichnet worden sind.

Phosphorit ist der feinfasrige bis dichte erdige Apatit, vielfach schalig mit nierenförmiger und traubiger Oberfläche, meist stark durch $CaCO_3$ verunreinigt und durch Eisenoxyde braun gefärbt, sowie durch Verwitterung ihres *F*- und *Cl*-Gehalts beraubt. Gewöhnlich noch lebhaft phosphoreszierend. Er bildet Lager und Gänge und ist ein Absatzprodukt von Quellen, die ihren Gehalt an Apatitsubstanz aus apatithaltigen Gesteinen ausgelaugt und an passenden Stellen, mehrfach im Kalk und Dolomit, wieder abgelagert haben. In großen Quantitäten im unteren Lahntal bei Weilburg, Limburg, Staffel, stets in Verbindung mit Diabasen und Schalsteinen. Die unreine braune Masse ist nicht selten von reineren fast farblosen nierenförmigen und traubigen, versteckt fasrigen Krusten bedeckt, die ihrerseits zuweilen in deutlichen Apatitkryställchen endigen. Diese reineren Teile des Phosphorits sind *Staffelit* genannt worden. Der St. enthält bis 9% $CaCO_3$ beigemengt. Massenhaft in Spanien in Estremadura, so bei Logrosan unweit Truxillo, wo die feinfasrige bis dichte Masse bis 16 Fuß mächtige Gänge im Tonschiefer und Granit bildet; ähnlich bei Zarzalamayor und bei Carceres. Bei Quercy und St. Antonin unweit Toulouse auf taschenartigen Vertiefungen im Tertiär, zuweilen konzentrisch schalig in verschiedener Färbung der einzelnen Lagen ähnlich dem Achat; eingeschlossen sind zahlreiche Knochen tertiärer Säugetiere. In geringerer Menge im braunen Jura von Amberg in Bayern. Phosphorit nennt man auch die unreinen braunen und schwarzen bis kopfgroßen rundlichen Knollen, Nieren und Kugeln von meist organischer Entstehung (z. T. Koprolithen), die stellenweise in großer Menge in einzelnen Schichten, namentlich der Kreide, des Tertiärs und des Quartärs weit verbreitet sind, so in Braunschweig und Hannover, in Ost- und Westpreußen, in Galizien und Podolien und in der Gegend zwischen Dniepr und Wolga in Rußland, im nördlichen Frankreich und südlichen Belgien, in England (Bedfordshire); in Algier und Tunis, in Florida und Süd-Carolina. Zum Ph. gehört auch der *Sombrerit*, ein Korallenkalk von der westindischen Insel Sombrero, der durch P_2O_5-haltige Sickerwasser aus auflagerndem Guano in Apatit verwandelt worden ist; ähnlich sind die Phosphorite von Redonda, einer Insel der Gruppe der Antillen und auf der Insel Alta Vola bei Domingo entstanden. Endlich ist hierher noch zu rechnen der *Osteolith*, eine weiße erdiglockere bis kompakte, meist dünnplattige Masse, auf Spalten und Klüften zersetzten Basalts, z. B. am Frauenberg bei Marburg, bei Ostheim unweit Hanau etc., gewöhnlich *Cl*- und *F*-frei.

Wo der Apatit massenhaft in irgend einer Form vorkommt, bildet er ein technisch wichtiges Mineral und wird seines Phosphorsäuregehalts wegen zur Herstellung künstlicher Düngemittel gewonnen. Dasselbe geschieht mit den Apatiten im südlichen Norwegen, in den Vereinigten Staaten und in Kanada, sowie mit den Phosphoriten im Lahntal, in Spanien, Frankreich, Rußland, Florida, Redonda etc. Allein

die Vereinigten Staaten produzieren gegenwärtig ungefähr 1 Million Tonnen Apatit im Jahr.

(G. Rose, Pogg. Ann. Bd. 12; v. Kokscharow, Materialien; C. Klein, N. Jahrb. f. Min. etc. 1868, 1871, 1872; Baumhauer, Zeitschr. f. Kryst. XVIII, 1890, pag. 31; Sitzgsber. Berl. Akad. 1887, u. 1890; R. A. Penrose, U. S. geol. Survey, Bulletin 49, 1888.)

Dahllit. Eine H_2O enthaltende Verbindung: $2Ca_3P_2O_8 . CaCO_3 . {}^1/_2 H_2O$ (kein Gemenge). Blaßgelbliche, fettglänzende Krusten, aus einachsigen Individuen bestehend, auf Apatit von Ödegarden bei Bamle im südlichen Norwegen.

Svabit. $3Ca_3As_2O_8 . CaF_2$, also ein Arsenfluorapatit, in dem kleine Mengen von *Ca* durch *Pb* und von *F* durch *Cl* und (*OH*) ersetzt sind. Kleine farblose Kryställchen von Jakobsberg und Pajsberg in Wermland, Schweden.

Pyromorphit (Grün-, Bunt-, Braunbleierz, z. T.).

$3Pb_3P_2O_8 . PbCl_2$, entsprechend 82,27 PbO, 15,71 P_2O_5, 2,62 Cl. Vielfach etwas *Ca* statt *Pb* (in dem beinahe dichten, traubigen, braunen *Polysphärit* von Freiberg 6,47 CaO oder 11 $Ca_3P_2O_8$, in dem ganz ähnlichen *Miesit* von Mies in Böhmen 7,7 $Ca_3P_2O_8$); diese *Ca*-haltigen P. enthalten auch etwas *F*, nicht aber die *Ca*-freien. Auch *As* ist in kleiner Menge zuweilen vorhanden (im *Nussierit* von La Nussière, Dep. Rhône 4% As_2O_5). Die Krystallform (Achsenverhältnis oben) sehr ähnlich der des Apatits ($P/x = 139° 38'$; mit dem *As*-gehalte etwas schwankend). Parallel mit den Flächen von *P* geht ein ziemlich deutlicher Bl. Br. Besonders häufig sind die Kombinationen Fig. 153, 623, hemiedrische Formen aber noch nicht beobachtet. H. = $3\frac{1}{2}$—4. G. = 6,9—7,0, die *Ca*-reichen leichter, z. B. der Polysphärit G. = 6,09. Weiß, braun, grün in verschiedenen Nüancen; selten gelb; dichroitisch. Demant- bis fettglänzend; durchscheinend. — D. Br., häufig anomal zweiachsig. $\omega = 2{,}139$; $\varepsilon = 2{,}124$ für Rot. Schmilzt v. d. L. sehr leicht, erstarrt zu einer polyedrisch begrenzten Perle und gibt *Pb*-Reaktion. In Salpetersäure und Kalilauge löslich. Findet sich in deutlichen, nur aufgewachsenen Krystallen, zuweilen mit eingesenkten Basis- und faßartig mit bauchigen Prismenflächen. Nicht selten zu größeren Gruppen parallel verwachsen. Häufig auch in fasrigen nierigen Massen. Stets als Zersetzungsprodukt von Bleiglanz mit diesem zusammen und häufig auf ihm aufgewachsen, in Begleitung anderer Zersetzungsprodukte dieses Minerals am Ausgehenden von Bleierzlagerstätten, so bei Freiberg, Johanngeorgenstadt u. a. O. des Erzgebirges, bei Zschoppau in Sachsen, Mies in Böhmen, Claustal am Harz, am Bleiberg bei Commern in der Eifel, bei Braubach, Friedrichssegen und Ems in Nassau, Hofsgrund bei Freiburg im Breisgau, Schapbach im Schwarzwald, Huelgoet und Poullaouen in der Bretagne, bei Phönixville in Pennsylvanien, bei Beresowsk im Ural, Nertschinsk in Sibirien etc. Zuweilen in solcher Menge, daß er verhüttet werden kann. Bildet Pseudomorphosen nach

Bleiglanz, der auch umgekehrt in den Formen des P. vorkommt (*Blaubleierz*); auch als Pseudomorphose nach Weißbleierz.

Mimetesit.

$3Pb_3As_2O_8 . PbCl_2$; 74,96 PbO, 23,20 As_2O_5, 2,39 Cl; zuweilen kalkhaltig, z. B. der derbe, graue sog. *Hedyphan* von Longbanshyttan in Schweden mit 10—14 CaO und etwas BaO; auch P_2O_5 findet sich, ebenfalls im Hedyphan, sodann vorzugsweise in dem mehr oder weniger dunkel orangeroten *Kampylit*, dessen sechsseitige Prismen mit der Basis wegen der starken Krümmung der Prismenflächen auch eine faßähnliche Gestalt besitzen; dieser hat 3,34 P_2O_5 und etwas CrO_3. Eine Spur Sb statt As enthält der *Pleonektit* von der Sjögrube bei Örebro in Schweden. Beim Mimetesit ist wie beim Pyromorphit hauptsächlich das Prisma mit der Basis, sodann die Kombination Fig. 623, zuweilen stark verkürzt, ausgebildet; selten sind hemiedrische Flächen (Nertschinsk in Sibirien). Im Gegensatz zum P. herrscht hier im allgemeinen die gelbe Farbe, doch sind die Krystalle auch weiß und grau, aber kaum deutlich grün. H. = $3\frac{1}{2}$—4. G. = 7,2—7,3. Diamantartiger Fettglanz. + D. Br.; öfters anomal zweiachsig V. d. L. und gegen Lösungsmittel wie Pyromorphit. Findet sich in deutlichen, stets aufgewachsenen Krystallen und in derben, zuweilen auch erdigen Partien, nicht selten mit kleintraubiger Oberfläche. Seltener als Pyromorphit, aber sonst wie dieser, als Zersetzungsprodukt des Bleiglanzes. Johanngeorgenstadt, Badenweiler im Schwarzwald, Přibram in Böhmen, Cumberland (Kampylit), Phönixville in Pennsylvanien, bei Zacatecas in Mexiko etc. Umhüllt zuweilen den Pyromorphit in paralleler Stellung.

Vanadinit (Vanadinbleierz).

$3Pb_3V_2O_8 . PbCl_2$, für V meist etwas P, selten As (s. u.). Hexagonale Formen wie der Pyromorphit und Mimetesit, meist P und M, doch auch zuweilen kompliziertere und hemiedrische Formen. Auch fasrige Aggregate mit nierenförmiger und traubiger Oberfläche. Gelb, braun, rot, fettglänzend. Durchscheinend. H. = 3. G. = 6,8—7,2. V. d. L. stark verknisternd. In HNO_3 leicht löslich. Ziemlich verbreitet mit Bleiglanz, aber nirgends in größerer Menge. Berg Obir bei Windischkappel in Kärnten, Wanlockhead in Schottland, Beresowsk im Ural (hier mit einem Kern von Pyromorphit isomorph verwachsen), Zimapan in Mexiko, Sierra de Cordoba in Argentinien; in erheblicher Menge auf verschiedenen Gruben im Silver-District von Arizona sowie in den Lake-Valley-Gruben in Neu-Mexiko. Ein As_2O_5-haltiger Vanadinit von dort ist der in gelben hexagonalen Kryställchen vorkommende *Endlichit*. (Websky, Sitzgsber. Berl. Ak. 1880; Vrba, Zeitschr. f. Kryst. V, 1880.)

Es seien hier zugleich noch einige andere Vanadinate von Pb, Zn und auch von Cu angeschlossen, für deren mehrere, wie für den Vanadinit, neuerer Zeit ein Hauptfundort in manchen Gängen der Sierra de Cordoba in Argentinien entdeckt worden ist (vergl. Rammelsberg Sitzgsber. Berlin. Akad. 1880; Brackebusch, Boletin de la Acad. nac. de Ciencias en Cordoba 1883).

Descloizit. $4(Pb,Zn) . V_2O_5 . H_2O$. Kleine olivengrüne, braune und schwarze stark demantartig glänzende rhombische Kryställchen ($a : b : c = 0,6367 : 1 : 0,8046$) von der Sierra de Cordoba in Argentinien, den Lake-Valley-Silbergruben in Neu-Mexiko, am Berg Obir bei Windischkappel in Kärnten, mit Vanadinbleierz (Websky, Sitzgsber. Berlin. Akad. 1880). Vom Descloizit ist wahrscheinlich nicht verschieden der früher für *Zn*-frei gehaltene *Dechenit*, der in kleinen rhombischen Kryställchen oder kleintraubigen, warzigen Aggregaten dünne Schichten und Überzüge bildet, so bei Kappel in Kärnten, bei Niederschlettenbach in der Pfalz (im Buntsandsteinletten), bei Zähringen in Baden. Bei Hofsgrund unweit Freiburg im Breisgau rotgelbe kleintraubige Aggregate, in denen ein Teil der V_2O_5 durch As_2O_5 ersetzt ist (*Eusynchit*). Dasselbe ist der Fall bei dem diesem sehr ähnlichen *Araeoxen* von Dahn bei Niederschlettenbach in der Pfalz. In dem *Cuprodescloizit* (Tritochorit, Ramirit), bräunlichschwarze Krusten von San Luis-Potosi, in Mexiko sind 8% *Cu* statt *Zn* vorhanden, sonst aber die Zusammensetzung des Descloizits. An ihn schließt sich an der *Psittacinit*, gleichfalls *Cu* und etwas P_2O_5 enthaltend, zeisiggrüne bis olivengrüne kleintraubige Krusten in der Sierra de Cordoba und in dem Silver Star-Distrikt von Montana, sowie das erdige, unreine *Vanadinkupferbleierz* (Chilëit) aus der Mina Grande in Chile. Alle die genannten Mineralien sind wohl nichts anderes als Descloizit und nur als Varietäten desselben aufzufassen.

Chemisch dem Descloizit analog ist der *Kalkvolborthit*, $4(Cu,Ca)O . V_2O_5 . H_2O$, krystallinische Aggregate grüner bis grauer Plättchen auf Manganerzen von Friedrichroda im Thüringer Wald. Äußerlich ähnlich, aber ganz abweichend zusammengesetzt ist der *Volborthit*, $8(Cu, Ca, Ba)O . V_2O_5 . 24H_2O$. Zeisiggrüne, dünne, anscheinend hexagonale Schüppchen, die sich zuweilen zu kugeligen Aggregaten zusammenhäufen; meist erdige Anflüge auf den Mineralien der Kupfererzgruben von Nischne Tagilsk im Ural und auf den Sandsteinen der permischen Formation bei Wroskresenskoi in Gouvernement Perm in Rußland.

Dem Descloizit steht jedenfalls sehr nahe der

Brackebuschit, kleine, wahrscheinlich monokline, schwarze Prismen in der Sierra de Cordoba; man pflegt die etwas abweichende Formel: $R_3 V_2O_8 . H_2O$ zu geben, wo $R = Pb, Mn, Fe, Zn, Cu$.

Der allgemeinen Formel nach schließen sich der Descloizit mit seinen verschiedenen Varietäten und der Kalkvolborthit an die Gruppe des Olivenits (siehe unten) an, das rhombische Achsenverhältnis ist aber doch etwas abweichend.

Einige anders zusammengesetzte Vanadinate sind die folgenden:

Mottramit. Aus schwarzen grüngelb durchscheinenden, kleinen, undeutlichen Krystallen zusammengesetzte Krusten mit gelbem Strich auf Sandstein von Mottram St. Andrews in Cheshire, England. Die Zusammensetzung soll: $5CuO . V_2O_5 . 2H_2O$ entsprechend dem Erinit sein, mit etwas PbO. G. = 5,894. H. = 3.

Pucherit. $BiVO_4 = Bi_2O_3 . V_2O_5$. Rhombisch; $a : b : c = 0,5327 : 1 : 0,3357$. Sehr kleine, stark glänzende, braune Kryställchen, stets aufgewachsen. H. = 4. G. = 6,249. Pucherschacht bei Schneeberg, auch bei Eibenstock in Sachsen, sowie bei Ullersreuth im reußischen Voigtlande (Websky, Tschermaks Min. Mitthlg. II. 1872).

Carnotit. Zerreibliche pulverige gelbe Masse in Höhlungen eines Sandsteins von Montrose County in Kalifornien. Die einzelnen Körnchen von unbestimmter Form, doppelbrechend. In HCl leicht löslich. Enthält ca. 20% V_2O_5, 64% U_2O_3, 11% K_2O, 5% H_2O, sowie radioaktive Substanzen. Stark durch Sandkörner verunreinigt.

Isomorphe Reihe des Wagnerits.

Monokline Mineralien von der allgemeinen Formel: $R^{II}_2PO_4F = R_3P_2O_8 . RF_2$. wo $R = Fe$ und Mn, auch Ca und wo statt P auch As eintreten kann; F ist ganz oder zum Teil durch (OH) ersetzt:

		$a:b:c$	β.
Wagnerit:	Mg_2PO_4F.;	1,9138 : 1 : 1,5054;	108° 7'.
Triplit:	$(Fe,Mn)_2PO_4F$;		
Triploidit:	$(Fe,Mn)_2PO_4(OH)$;	1,8571 : 1 : 1,4944;	108° 14'.

Hierzu gehören oder stehen jedenfalls sehr nahe:

Adelit:	$CaMgAsO_4(OH)$;	2,1978 : 1 : 1,5642;	106° 45'.
Tilasit:	$CaMgAsO_4F$;		
Sarkinit:	$Mn_2AsO_4(OH)$;	2,0013 : 1 : 1,5880;	117° 46'.

Wagnerit. $Mg_2PO_4F = Mg_3P_2O_8 . MgF_2$. Kürzere oder längere flächenreiche monokline Prismen, weiß bis gelb, durchsichtig bis durchscheinend, lebhaft fettglänzend. Muschliger Bruch. G. = 3,0—3,15. H. = 5—5½. Sehr selten auf Quarzadern im Tonschiefer aufgewachsen bei Werfen im Salzburgischen. Größere Krystalle und derbe gelbe fettglänzende Massen, z. T. in Apatit verwandelt, auf den Apatitlagerstätten im Kirchspiel Bamle im südlichen Norwegen (*Kjerulfin*). ***Kryphiolith*** ist ein neben Mg auch Ca enthaltender Wagnerit.

Triplit (Eisenpecherz z. T.).

$(Fe,Mn)_3P_2O_8 . (Fe,Mn)F_2$. Nur in derben, großkörnigen Aggregaten bekannt, daher ist der Isomorphismus mit Wagnerit etc. noch nicht ganz sichergestellt. Dunkelbraun; fettglänzend; höchstens kantendurchscheinend. Nach zwei aufeinander senkrechten Richtungen ungleich spaltbar; Bruch flachmuschlig bis uneben. H. = 4—5½. G. = 3,5—3,8. Peilau in Schlesien, Schlaggenwald im Erzgebirge, Limoges in Frankreich auf Quarzgängen im Granit; ebenso in der Sierra de Cordoba in Argentinien. Häufig zersetzt und in heterositähnliche (pag. 811) Substanzen umgewandelt. Ein etwas H_2O und viel Fe_2O_3 enthaltendes braunes nach zwei aufeinander senkrechten Richtungen spaltbares Zersetzungsprodukt des Triplit von Chanteloube bei Limoges ist *Alluaudit* genannt worden. Ein verwitterter Triplit ist wohl auch der fleischrote oder lavendelblaue *Sarkopsid* aus einem Granitgang bei Michelsdorf im Eulengebirge in Schlesien. *Zwieselit* (Eisenapatit), braun, fettglänzend, kantendurchscheinend, derb mit zwei zueinander senkrechten Bl. Br., im Quarz des Granits von Zwiesel bei Bodenmais im bayrischen Wald, ist ein Triplit, in dem Fe vorherrscht. ***Talktriplit***, gelblichrote Körner von Horrsjöberg in Wermland, Schweden mit Lazulith, ist ein Ca- und Mg-reicher Triplit.

Triploidit. Ein Triplit, in dem F isomorph durch (OH) ersetzt ist. Monokline Krystalle sind selten, meist bildet der Tr. gelbe bis braune, durchscheinende bis durchsichtige fasrige Aggregate mit glasartigem bis fettig-diamantartigem Glanz. H. = 4½—5. G. = 3,697. Branchville in Connecticut.

Adelit (siehe oben). Graugelb, wachsglänzend, meist derb von Longban, Nordmarken etc. in Wermland, Schweden. Ein Fluoradelit ist der violettgraue *Tilasit* von Longban.

Sarkinit (Polyarsenit). Hellrot, oft kuglige Gruppen, von Pajsberg und Örebro in Schweden ist das dem Adelit entsprechende Manganarseniat.

Einige andere fluorhaltige Phosphate und Arseniate sind:

Herderit. $CaBePO_4(F, OH)$. Dieselbe allgemeine Formel wie Wagnerit. aber rhombisch oder monoklin mit größter Annäherung an das rhombische System.

($\beta = 90^\circ$ 6′). Farblose oder schwach gelbliche, glasglänzende Krystalle mit Zinnstein, Topas und Beryll bei Stoneham u. a. O. in Maine, früher als große Seltenheit bei Ehrenfriedersdorf im Erzgebirge. *Spodiosit.* Aschgraue, rhombische Krystalle, waren vielleicht ursprünglich die dem Wagnerit entsprechende *Ca*-Verbindung; Wermland in Schweden.

Amblygonit. $LiAlPO_4F = Al_2P_2O_8 \,.\, 2LiF$, wo F z. T. durch (OH) ersetzt. Triklin, aber meist derb. Weiße, fettglänzende, durchscheinende, nach drei schief zueinander stehenden Richtungen spaltbare Stücke oder körnige Aggregate im Granit von Penig in Sachsen, Montebras (Dep. Creuse) (*Montebrasit*); Paris und Hebron in Maine (*Hebronit*). Der *Morinit*, ein H_2O-haltiges Fluorphosphat von Al und Na, ist wohl ein Zersetzungsprodukt des Montebrasit.

Durangit. $NaAlAsO_4F = Al_2As_2O_8 \,.\, 2NaF$, also ein ganz analog dem Amblygonit zusammengesetztes Arseniat mit Na statt Li, jedoch monoklin. Rötlichgelbe glasglänzende, aber meist rauhflächige Krystalle mit Topas auf den Zinnerzgängen von Coneto, Staat Durango, Mexiko.

Phosphate etc. ohne F und Cl.

Phosphate mit seltenen Erden:

***Hussakit* mit *Xenotim*.**

Der ***Hussakit*** ist Yttrium-Sulfophosphat: $3R_2O_3 \,.\, 3P_2O_5 \,.\, SO_3$; eine Analyse ergab: 6,13 SO_3, 33,51 P_2O_5; 60,24 R_2O_3 (= 43,43 Y_2O_3 + 14,82 Er_2O_3 + 1,99 Gd_2O_3). Quadratisch und sehr nahe übereinstimmend mit Zirkon; niedrige Oktaeder P (111). 82° 34′ S. K. und 124° 26′ E. K., zuweilen ein steileres Oktaeder $3P$ (331), die Seitenkanten von P zuschärfend. Nach den Flächen des 1. Prismas ∞P (110) sehr deutlich spaltbar. H. = 5. G. = 4,587. Gelblichweiß bis dunkelbraun; frisch glasglänzend und durchsichtig bis durchscheinend. Außerordentlich starke + D. Br. und hohe Brechungskoeffizienten. Ungestört einachsig. In den Diamantsanden von Dattas bei Diamantina in Minas Geraes, Brasilien, in Form kleiner z. T. stark abgerollter, ringsum ausgebildeter Kryställchen.

Der *Xenotim* (Ytterspat) stimmt krystallographisch völlig mit Hussakit überein, enthält aber gar keine oder nur wenig Schwefelsäure in schwankenden Mengen. Er ist in der Hauptsache das Yttriumphosphat: $YPO_4 = Y_2O_3 \,.\, P_2O_5$, in dem jedoch statt Yttrium viel Erbium und auch Cerium vorhanden ist; kleine Mengen SiO_2, ThO_2 und UO_2 beruhen wohl auf Beimengungen. Spaltbar nach ∞P (110). H. = $4^1/_2$. G. = 4,45—4,68. Trübe; nur in dünnen Splittern durchscheinend. Gelb und braun in verschiedenen Nüancen, auch fleischrot. Fettig glänzend bis matt. + D. Br. Unschmelzbar; durch Säuren nicht angegriffen. Das ganze Verhalten zeigt, daß der Xenotim nur ein Hussakit ist, der seine Schwefelsäure teilweise oder ganz verloren hat; diese läßt sich aus dem letzteren auch durch alkalische Flüssigkeiten leicht ausziehen. Meist eingewachsen in granitischen Gesteinen in kleinen vollkommenen Krystallen: Schreiberhau, sowie Schwalbenberg bei Königshayn in Schlesien; Pisek und Schüttenhofen im Böhmer Wald; Hitterö (zuweilen mit Malakon parallel verwachsen), Arendal, Krageró etc. im südlichen Norwegen; Ytterby in Schweden. Ausgewittert in den Goldsanden von Georgia und Nord-Carolina; auch in den diamantführenden Sanden von Minas Geraes und Bahia in Brasilien (*Castelnaudit*). Nichts anderes als Xenotim (oder Hussakit) ist der seltene *Wiserin*, wahrscheinlich frei von Cererden, kleine gelbe, stark glänzende Kryställchen, aufgewachsen auf Gneiß an der Fibbia im St. Gotthard-Gebiet und auf der Alp Lercheltini im Binnental im Wallis mit Anatas.

Monazit.

$(Ce, La, Di)\,PO_4 = (Ce, La, Di)_2O_3 \,.\, P_2O_5$, daneben $\frac{1}{2}$—18% ThO_2, SiO_2 etc., die wohl wie beim Xenotim wenigstens teilweise auf Beimengungen (vielleicht als Orangit) beruhen. Monoklin, meist tafelförmig nach der Querfläche; nach der Längsfläche vollkommen spaltbar. H. = 5—5½. G. = 4,9—5,25. Rötlichbraun bis fleischrot, auch gelb. Meist trübe und fettig glänzend; selten durchsichtig. Schwer schmelzbar, von *HCl* zersetzt. Wie Xenotim und zuweilen mit ihm eingewachsen in granitischen Gesteinen in meist kleinen Krystallen: Schreiberhau im Riesengebirge; Schüttenhofen in Böhmen; Nöterö in Norwegen (*Urdit*); bei Miask im Ilmengebirge; in Connecticut bei Norwich (*Edwardsit*) und Watertown (*Eremit*); in großen bis 20 Pfund schweren Krystallen und derben Massen bei Amelia in Virginien; in Georgia; Nord- und Südkarolina und noch sonst vielfach in den Vereinigten Staaten; in Brasilien etc. Ausgewittert vielfach in den durch Zersetzung dieser Gesteine entstandenen Sanden, z. T. in großer Menge besonders in Gold- und Diamantseifen: in Sanarka im Ural und in Ostsibirien; in Georgia, Nord- und Süd-Carolina etc. in den Vereinigten Staaten; im Rio Chico bei Antioquia in Columbien, in Brasilien in Minas Geraes, sowie in Bahia, wo der Diamantsand von Caravellas zum großen Teil aus gelben glänzenden Monazitkörnern besteht; in Tasmanien etc. Als feine fast mikroskopische gelbe Nädelchen im Apatit von Arendal (*Kryptolith* oder *Phosphocerit*). Aufgewachsen auf Klüften der krystallinischen Schiefer, kleine braungelbe stark glas- bis diamantglänzende Kryställchen, an mehreren Orten in den Alpen (Dauphiné, Binnental, Tavetsch, bei Prägratten in Tirol etc.); sowie in den vulkanischen Auswürflingen des Laacher Sees mit Sanidin (*Turnerit*).

Der Monazit ist, wie auch andere thorhaltige Mineralien, wegen seines, meist kleinen, Thorerdegehalts technisch wichtig, da er das Hauptmaterial für die Fabrikation der Strümpfe für das Gasglühlicht bildet. Benutzt wird ausschließlich der M. aus den Sanden und zwar besonders in Georgia, in Nord- und Südkarolina, in Australien und vor allem in Brasilien.

(Nitze, 16. Annual Report U. S. geol. Survey 1897; Bowman, Zeitschr. f. Kryst. 33, 1900, pag. 113.)

Isomorphe Reihe des Triphylin.

Normale rhombische Doppelphosphate einwertiger (*Na, Li*) und zweiwertiger (*Fe, Mn, Be*) Metalle:

		$a : b : c$
Triphylin:	$Li(Fe, Mn)PO_4$;	0,4348 : 1 : 0,5266.
Lithiophilit:	$Li(Mn, Fe)PO_4$;	0,445 : 1 : 0,555 ca.
Natrophilit:	$Na(Mn, Fe)PO_4$;	0,472 : 1 : 0,553 ca
Beryllonit:	$NaBePO_4$;	0,5724 : 1 : 0,5490.

Triphylin.

$Li(Fe, Mn)PO_4 = Li_2O . 2(Fe, Mn)O . P_2O_5$. Rhombisch, aber Krystalle selten; meist derbe großkrystallinische Aggregate mit einem deutlichen Bl. Br. Grünlichgrau mit blauen Flecken, die durch Verwitterung (FeO geht in Fe_2O_3 über) entstehen. Fettglänzend, kantendurchscheinend. G. = 3,5—3,6. H. = 4—5. Leicht schmelzbar und in HCl löslich. Im Granit vom Rabenstein bei Zwiesel im bayr. Wald; Ketyö im Kirchspiel Tamela, Finnland, mit etwas MgO (*Tetraphylin*); Norwich in Massachusetts und Grafton in New-Hampshire. Hier ist mit dem grünlichgrauen Tr. der Li_2O-freie, monokline lachsfarbige *Graftonit* $(Fe,Mn,Ca)_3P_2O_8$ in dünnen Lagen verwachsen. Der Tr. geht durch stärkere Verwitterung in den braunen undurchsichtigen, aus Wad und Kraurit gemengten *Pseudotriplit* über. Ein ähnliches Zersetzungsprodukt des Triphylin ist wahrscheinlich der grünlichgraue ins Blaue und Braune spielende *Heterosit* (Hetepozit) von Limoges im südlichen Frankreich; vielleicht auch z. T. der *Alluaudit* von Chanteloube bei Limoges und von Norwich (siehe unten pag. 825).

Lithiophilit (siehe oben). Unterscheidet sich von Triphylin wesentlich nur durch das Vorwiegen des Mn, statt des Fe. Zwischen beiden keine Grenze, sondern alle möglichen Übergänge; stets aber ist der Li-Gehalt ziemlich derselbe (ca. 9% Li_2O). Der Lithiophilit ist lachsrot bis braungelb, und findet sich auf der Erzlagerstätte von Branchville in Connecticut, sowie bei Tubbs Farm in Maine. Der relative Gehalt von Fe und Mn hat einen sehr großen Einfluß auf die optischen Verhältnisse. Mit Zunahme des Fe steigen die Brechungskoeffizienten rasch bei gleichzeitiger Abnahme der Achsenwinkels etc. (Penfield und Pratt, Amer. Journ. 50, 1895, pag. 387; Sommerfeldt, N. Jahrb. f. Min. etc. 1899, I, 152.)

Natrophilit. Dunkel weingelb, sehr selten bei Branchville, Connecticut, mit Lithiophilit.

Beryllonit (siehe oben). Kurzprismatische bis tafelförmige sehr flächenreiche rhombische Krystalle mit vollkommener basischer Spaltbarkeit im zersetzten Granit von Stoneham in Maine. Glasglänzend; farblos bis gelblich. G. = 2,843. H. = $5^1/_2$—6. Auf dem Bruch quarzähnlich.

Isomorphe Reihe des Berzeliit.

Reguläre normale Arseniate und Stibiate zweiwertiger Metalle.

Berzeliit: $(Ca, Mg, Mn)_3As_2O_8$.
Monimolit: $(Pb, Fe, Mn)_3Sb_2O_8$.

Berzeliit (Kühnit). Gelbe, fettglänzende Kryställchen und Körner mit Hausmannit eingewachsen im Kalk von Longban in Wermland, Schweden. *Natronberzeliit* mit einem kleinen Natrongehalt. *Pyrrhoarsenit* (Manganberzeliit) ist Mn-reich und enthält etwas Sb statt As; findet sich als rote Adern im Hausmannit der Sjö-Grube bei Örebro, Schweden. Der Berzeliit ist z. T. anisotrop und bildet so wahrscheinlich eine zweite rhombische Modifikation. Ihr entspricht vielleicht der *Karyinit* $(Mn, Pb)_3As_2O_8$, braun, fettglänzend, der den Berzeliit bei Longban begleitet.

Monimolit. Dunkelbraun, zuweilen ins Grün, auch schwarz. Fettiger bis halbmetallischer Glanz. Pajsberg und Longban in Wermland, Schweden.

Es schließen sich hier noch an:

Arseniate.

Carminspat (Carminit). $10FeAsO_4 . Pb_3As_2O_8 = 5(Fe_2O_3 . As_2O_5) . 3PbO . As_2O_5$.

Bildet rote, büschelige und traubige Aggregate feiner rhombischer Nädelchen auf Quarz und Brauneisenstein bei Horhausen, Kreis Altenkirchen, Rheinprovinz.

Antimoniate.

Manganostibiit. Vielleicht $Mn_{10}(Sb, As)_2O_{15}$; schwarzbraune, dem Hausmannit ähnliche Körner im Kalk auf den Manganerzlagerstätten von Nordmarken in Wermland. Ähnlich, aber mit etwas *Fe* der *Hämatostibiit* von dort. Beide wie eine große Zahl anderer mit besonderen Namen belegter Antimoniate von Wermland sind noch nicht genau bekannt.

Tripuhyit. $2FeO . Sb_2O_5$. Mikrokrystallinische Aggregate stark doppeltbrechender Körnchen von matt grünlichgelber Farbe. G. = 5,80. Im zinnoberhaltigen Sande von Tripuhy, Minas Geraes, Brasilien mit den beiden Titanoantimoniaten Derbylith und Lewisit.

Derbylith. $FeSb_2O_6 . 5FeTiO_3$ mit 24,19 Sb_2O_5 und 34,56 TiO_2. Harzglänzende, schwarze, dunkelbraun durchscheinende, staurolithähnliche Durchkreuzungszwillinge des rhombischen Systems. G. = 4,53. H. = 5 ca. Von Säuren nicht angegriffen. Mit Tripuhyit und

Lewisit. $3CaSb_2O_6 . 2CaTiO_3$ mit 68,4 Sb_2O_5 und 11,7 TiO_2. Honiggelbe bis kolophoniumbraune, glas- bis fettglänzende, nach den Flächen spaltbare reguläre Oktaederchen aus den zinnoberführenden Sanden von Tripuhy bei Ouro Preto in Minas Geraes, Brasilien. G. = 4,95. H. = 5. Von Säuren nicht angegriffen. Dem Lewisit sehr ähnlich ist der

Mauzeliit von Jakobsberg in Wermland, Schweden, ein ebenfalls reguläres Titanoantimoniat von *Pb* und *Ca* mit 8% TiO_2 und etwas Fluor.

(Vergl. auch Atopit pag. 799.)

b) Wasserhaltige Phosphate, Arseniate etc.

Fast keines von erheblicher Bedeutung. Allermeist Verwitterungsprodukte. Die Quelle der Phosphorsäure ist wohl beinahe immer der Apatit oder organische Substanzen, besonders der Guano. Die Arsensäure ist entstanden durch Zersetzung von Arsenmineralien aus der Klasse der Schwefel- etc. Verbindungen; Antimonsäure, durch die Zersetzung der entsprechenden Antimonmineralien. Arseniate und Antimoniate sehr leicht schmelzbar. Alle in Säuren löslich.

NH_4- und *Ca*-haltige.

Struvit.

$(NH_4)MgPO_4 . 6H_2O = (NH_4)_2O . 2MgO . P_2O_8 . 12H_2O$. Rhombische stets eingewachsene Krystalle mit ausgezeichnetem Hemimorphismus (Fig. 627); $a = P\bar{\infty}$ (101), $a/a = 63^0\ 41'$ (oben); $b = 4P\breve{\infty}$ (041), $b/b = 30^0\ 40'$; $c = P\breve{\infty}$ (011), $c/c = 95^0\ 16'$; $n = \infty P\breve{\infty}$ (010); $m = \frac{1}{3}P\bar{\infty}$ $(10\bar{3})$; $o = 0P$ $(00\bar{1})$; $a : b : c = 0{,}5664 : 1 : 0{,}9121$. (Sadebeck, Tschermaks Min. Mittheilg., 1877, 113. Kalkowsky, Ztschr. f. Kryst., XI., 1886, pag. 1). G. = 1,66—1,75. H. = $1\frac{1}{2}$—2. Spaltbar nach *n* und besonders gut nach *o*. Durchscheinend; graue bis braune Krystalle in einer Moorerde in Hamburg; in Homburg, Marburg und Braun-

Fig. 627.

schweig wahrscheinlich in alten Düngergruben; im Guano in den Skipton-Höhlen bei Ballarat in Australien und an der Westküste von Afrika (*Guanit*).

Eine Anzahl ähnlicher Mineralien findet sich ebenfalls im Guano und in dem mit Guano in Beziehung stehenden Phosphorit (vergl. Sombrerit pag. 804). Es sind die sog. Guanomineralien.

Im Guano der Skiptonhöhlen bei Ballarat in der Kolonie Victoria, Australien: *Hannayit.* $(NH_4)_2Mg_3P_4O_{14} . 10H_2O = (NH_4)_2O . 3MgO . 2P_2O_5 . 10H_2O$; trikline Prismen. *Newberyit.* $2MgO . P_2O_5 . 7H_2O$; große rhombische, in einer Richtung vollkommen spaltbare, wasserhelle, durch Guanostaub getrübte Tafeln. H. = 3. G. = 2,1. Auch im chilenischen Guano.

Stercorit. $HNa(NH_4)PO_4 . 4H_2O = H_2O . (NH_4)_2O . Na_2O . P_2O_5 . 8H_2O$. Das sog. Phosphorsalz. Monoklin. Findet sich in krystallinischen weißen bis gelblichen durchscheinenden Knollen im Guano der Ichaboe-Insel an der Westküste von Afrika, sowie in dem der Guañape-Inseln an der Peruanischen Küste.

Aus Westindien stammen:

Brushit. $HCaPO_4 . 2H_2O = H_2O . 2CaO . P_2O_5 . 4H_2O$. Kleine, glänzende, monokline Kryställchen (isomorph mit Pharmakolith siehe unten), die zu farblosen Gruppen und Krusten vereinigt sind. Im Sombrerit von Sombrero und im Guano der Insel Mona zwischen Haiti und Portorico.

Auf der Insel Sombrero begleitet von ***Metabrushit***, $2HCaPO_4 . 3H_2O$, ebenfalls monoklin, und von dem amorphen *Kollophan*, $Ca_3P_2O_8 . H_2O = 3CaO . P_2O_5 . H_2O$ der Klüfte erfüllt (vergl. Monit).

Auf der Insel Mona begleitet von ***Monetit.*** $Ca_2P_2O_7 . H_2O$ (oder $HCaPO_4$). Farblose Aggregate kleiner trikliner Kryställchen bilden 2—3 Zoll dicke Adern und Krusten in dem von Guano überlagerten Tertiärkalk und Gips der westindischen Inseln Moneta und Mona. Zusammen mit dem weißen amorphen und erdigen *Monit*, $Ca_3P_2O_8 . 3H_2O$ von dort, der vielleicht vom Kollophan nicht verschieden ist. *Pyroklasit*, der sog. harte Guano, von der Monks-Insel in der karaibischen See ist wohl nichts als ein Gemenge von Monetit und Monit.

Martinit. $2H_2Ca_5P_4O_{16} . H_2O = 2(H_2O . 5CaO . 2P_2O_5) . H_2O$. Kleine rhomboedrische Kryställchen bilden weiße Aggregate und hohle Pseudomorphosen nach Gips in den mit Guano verbundenen Phosphoriten an der Südküste von Curacao.

(Siehe auch Bobierrit und Minervit.)

Ohne Verbindung mit Guano sind die folgenden Phosphate:

Isoklas. $Ca_4P_2O_9 . 5H_2O = 4CaO . P_2O_5 . 5H_2O$. Monokline weiße Nadeln und Prismen von Joachimstal.

Messelit. $2(Ca, Fe)_3P_2O_8 . 5H_2O = 3(Ca, Fe)O . P_2O_5 . 2^1/_2H_2O$. Sternförmig angeordnete, undeutliche, trikline Kryställchen auf bituminösem Schieferton von Messel bei Darmstadt; farblos bis bräunlich.

Anapit (Tamanit). $Ca_2FeP_2O_8 . 4H_2O = 2CaO . FeO . P_2O_5 . 4H_2O$. Schwach grünliche, durchsichtige, lebhaft glasglänzende, trikline Kryställchen in einem oolithischen Limonitlager bei Anapa am schwarzen Meer auf der Halbinsel Taman.

Hieran schließen sich einige Arseniate:

Pharmakolith (Arsenblüte z. T.).

$HCaAsO_4 . 2H_2O = H_2O . 2CaO . As_2O_5 . 4H_2O$. Monoklin. $a : b : c =$

0,6137 : 1 : 0,3622; $\beta = 96^\circ\ 47'$. Isomorph mit dem oben beschriebenen **Brushit**, $HCaPO_4 . 2H_2O$, wo $a : b : c = 0{,}6236 : 1 : 0{,}3548$; $\beta = 96^\circ\ 36'$. Kleine Nädelchen und Härchen bilden radialfasrige Kugeln und Krusten mit rundlicher stachliger Oberfläche und von schneeweißer Farbe. Häufig auch erdige Beschläge, die gewöhnlich durch beigemengte Kobaltblüte rot gefärbt sind (Kobaltbeschlag z. T.); selten durch Nickelblüte grün. Stets als Ausblühung auf Speiskobalt und anderen As-Mineralien, durch deren Verwitterung, die Arsensäure des Minerals entsteht. Bieber und Riechelsdorf in Hessen, Joachimstal etc. im Erzgebirge, Wittichen im Schwarzwald, Markirch in den Vogesen. Der *Pikropharmakolith* von Riechelsdorf, Freiberg etc. enthält etwas MgO, auch mehr H_2O, jedoch weniger As_2O_5, ist aber sonst dem Ph. ganz ähnlich. Der Ph. geht bei 100° C durch Wasserverlust in Haidingerit über.

Wapplerit. $2H(Ca, Mg)AsO_4 . 7H_2O = H_2O . 2(Ca, Mg)O . As_2O_5 . 7H_2O$. Monokline Kryställchen bilden wasserklare hyalitähnliche Krusten und Überzüge mit rundlicher Oberfläche, zuweilen als Unterlage des Pharmakoliths, bei Bieber, Riechelsdorf, Wittichen, Joachimstal und Schneeberg etc. Verliert bei 100° ebenfalls H_2O und bildet Haidingerit.

Haidingerit. $HCaAsO_4 . H_2O = H_2O . 2CaO . As_2O_5 . 2H_2O$. Kleine rhombische Kryställchen bilden weiße Krusten. Sehr selten mit Pharmakolith und Wapplerit bei Joachimstal, bei Wittichen und auf Grube Wolfgang bei Alpirsbach im Schwarzwald. Entsteht durch H_2O-Verlust bei 100° aus den Aggregaten beider genannten Mineralien.

Rösslerit. $H_2Mg_2As_2O_8 . 14H_2O$. Dünne weiße oder farblose Plättchen von Bieber in Hessen im Kupferschiefer (vergl. Hörnesit, unten).

Roselith. $(Ca, Co, Mg)_3As_2O_8 . 2H_2O = 3(Ca, Co, Mg)O . As_2O_5 . 2H_2O$. Kleine trikline, dunkelrosenrote, beim Erhitzen blau werdende Kryställchen, die zuweilen zu kugeligen Aggregaten vereinigt sind. Geben mit HCl eine blaue, beim Verdünnen rot werdende Lösung. Auf Quarz bei Schneeberg in Sachsen; traubig bei Wittichen.

Brandtit. $Ca_2MnAs_2O_8 . 2H_2O = 2CaO . MnO . As_2O_5 . 2H_2O$. Wie in der allgemeinen Formel, so in der triklinen Krystallisation dem Roselith sehr ähnlich und wohl mit ihm isomorph. Weiß. Von Pajsberg in Wermland, Schweden. Ebenfalls nahe, aber doch in der Form verschieden, steht das entsprechende Phosphat:

Fairfieldit. $Ca_2MnP_2O_8 . 2H_2O = 2CaO . MnO . P_2O_5 . 2H_2O$. Weiße bis blaßgelbe, radialstrahlige Aggregate trikliner Kryställchen mit einem vollkommenen Bl. Br. von Branchville in Connecticut.

MgO-, FeO-, MnO-, CoO-, NiO-, ZnO-haltige.

Isomorphe Reihe des Vivianits.

Monokline Mineralien von der allgemeinen Formel: $R^{II}{}_3P_2O_8 . 8H_2O$, wo $R =$ Mg, Fe, Co, Ni, Zn und vielfach As statt P. Nur wenige in deutlichen Krystallen bekannt. Ein vollkommener Bl. Br. nach der Sym. Eb.

		$a : b : c$	β
Bobierrit:	$3MgO . P_2O_5 . 8H_2O$;		103° ca.
Hörnesit:	$3MgO . As_2O_5 . 8H_2O$;		
Vivianit:	$3FeO . P_2O_5 . 8H_2O$;	0,7498 : 1 : 0,7017;	104° 26'.
Symplesit:	$3FeO . As_2O_5 . 8H_2O$;	0,7806 : 1 : 0,6812;	107° 13'.
Kobaltblüte:	$3CoO . As_2O_5 . 8H_2O$;	0,7937 : 1 : 0,7356;	105° 9'.
Nickelblüte:	$3NiO . As_2O_5 . 8H_2O$;		
Cabrerit:	$3(Ni, Mg, Co)O . As_2O_5 . 8H_2O$;		
Köttigit:	$3(Zn, Co, Ni)O . As_2O_5 . 8H_2O$;		

Vivianit (Blaueisenerz).

$Fe_3P_2O_8 . 8H_2O = 3FeO . P_2O_5 . 8H_2O$. Die monoklinen meist dünnprismatischen Krystalle sind stets aufgewachsen. Achsenverhältnis siehe oben. Sie sind meist zu radialfasrigen und -stengligen, nierenförmigen und kugligen Aggregaten, zu Rosetten etc. vereinigt. Nach der Längsfläche deutlich spaltbar; die dünnen Spaltungsplättchen milde und biegsam. H. = 2. G. = 2,6—2,7. V. d. L. leicht schmelzbar zu magnetischer Schlacke. In HCl löslich. In dünnen Plättchen durchscheinend bis durchsichtig. Glasglanz, auf dem Bl. Br. perlmutterartig. Meist dunkel indigoblau und stark dichroitisch; zuweilen mehr ins Grüne. Strich hell, aber an der Luft dunkler blau werdend. Ursprünglich im ganz frischen Zustande farblos, erst durch weitere Oxydation unter Bildung eines basischen Eisenoxydphosphats allmählich blau. Die blauen Krystalle geben auch stets eine nicht unbeträchtliche Menge Fe_2O_3 bis zum vollständigen Verschwinden des FeO. Farblose Krystalle sind kaum bekannt, z. B. bei Middletown in Delaware; sie enthalten kein Fe_2O_3; uud werden in der Luft blaugrün. Der Übergang von weiß in blau ist oft bei der erdigen Varietät zu beobachten. Diese bildet sich häufig in Torfmooren etc. und ist zuerst ein weißes Pulver, das an der Luft rasch blau wird (*Blaueisenerde*). Schöne Krystalle bei Bodenmais auf Magnetkies; bei St. Agnes in Cornwall auf Spalten des Tonschiefers und auf Pyrit; bei La Bouiche, Commentry und Crausac in Frankreich auf Schlacken eines Steinkohlenbrands. Strahlige Aggregate zu Anglar, Dep. Hte.-Vienne (*Anglarit*); solche auch zuweilen im Innern fossiler Muscheln, so bei Kertsch in der Krim und in den Mullica Hills in New-Yersey (*Mullicit*). In den Knochen fossiler Tiere, zuweilen in Kryställchen, z. B. im Laibacher Torfmoor, im Sande bei Middletown in Delaware (hier farblos) etc. Die Blaueisenerde ist weit verbreitet und überzieht Torf, Ton, Raseneisenstein im norddeutschen Flachland, in Holland etc. Auch in der Braunkohle von Weckesheim in der Wetterau mit Konkretionen von krystallisiertem Vivianit.

(G. v. Rath, Pogg. Ann. Bd. 136, 1869, pag. 405; Gärtner, Diss. Rostock 1897 (Blaueisenerde).)

Symplesit. Ein Arsenvivianit (siehe oben). Blaugrüne meist büschelförmig gruppierte Nädelchen von Lobenstein im reuß. Voigtlande, Lölling in Kärnten und Felsöbanya in Ungarn.

Bobierrit (siehe oben). Lockere weiße, aus feinen Nädelchen bestehende Knollen im Guano von Mejillones in Chile. Im *Hautefeuillit* mit dem Apatit von Ödegarden bei Bamle in Norwegen ist etwas MgO durch CaO vertreten. *Hörnesit* (siehe oben), das dem B. entsprechende Arseniat. Ziemlich große, aber nicht sehr deutlich begrenzte, sternförmig gruppierte, weiße bis rosenrote, milde und weiche, gips- oder talkähnliche Krystalle mit einem deutlichen Bl. Br.; früher war nur ein Stück unbekannter Herkunft (Oravicza oder Cziklova im Banat?) vorhanden, später auch bei Nagyag in Siebenbürgen gefunden.

Kobaltblüte (Erythrin).

$Co_3As_2O_8 . 8H_2O$. Bildet zuweilen deutlich begrenzte, in einer Richtung vollkommen spaltbare Krystallnadeln oder unregelmäßige Individuen von derselben Form, die zu radialstrahligen Büscheln, Rosetten etc. angeordnet sind oder strahlig-blättrige Aggregate mit rundlicher rauher Oberfläche bilden. Mild, weich. H. = $2^1/_2$. G. = 2,948. Dunkel pfirsichblütrot; durch Erwärmen unter Wasserverlust blau und durch Zersetzung grau. Oder es ist ein erdiges rotes Pulver (*Kobaltbeschlag* z. T.; dieser ist meist ein durch etwas Kobaltblüte rot gefärbter Pharmakolith, nicht selten auch gemengt mit etwas in warmen Wasser löslichen As_2O_3). Stets mit und auf Speiskobalt, aus dem sie durch Verwitterung entsteht, den sie rot beschlägt und dessen Kobaltgehalt sie dadurch anzeigt, nach dem sie auch Pseudomorphosen bildet. Ähnlich bei anderen *As*-haltigen Kobaltmineralien (Kobaltglanz etc.). Bieber und Riechelsdorf in Hessen; Schneeberg etc. im Erzgebirge; Saalfeld in Thüringen; Wittichen etc. im Schwarzwald; Modum in Norwegen; Cornwall etc.

Köttigit (siehe oben), von Schneeberg in Sachsen. Kann als eine *Zn*- und *Ni*-haltige Kobaltblüte angesehen werden, in der aber *Zn* überwiegt. Der blättrigfasrigen Kobaltblüte sehr ähnliche, lila bis weiße, dünne Krusten.

Ein unreines wasserhaltiges *Co*-Arseniat von anderer sehr schwankender Zusammensetzung, auch mit *Fe* und *Ca*, ist der *braune* und *gelbe Erdkobalt*; derbe und erdige Verwitterungsprodukte von *As*-haltigen Kobalterzen von Riechelsdorf und Bieber (zuweilen Pseudomorphosen nach Speiskobalt), Kamsdorf bei Saalfeld, Wittichen im Schwarzwald etc. (vergl. pag. 573).

Nickelblüte (Annabergit, Nickelocker z. T.).

$Ni_3As_2O_8 . 8H_2O$. Nicht in Krystallen, nur in Form grüner erdiger krystallinischer Beschläge auf Chloanthit, Rotnickelkies und anderen *As*-haltigen Nickelmineralien bekannt, deren Nickelgehalt dadurch angezeigt wird. Bieber und Riechelsdorf in Hessen; Annaberg u. a. O. im Erzgebirge etc. *Cabrerit*. Eine *MgO* und *CoO* enthaltende Nickelblüte, z. T. in unvollkommenen Krystallen, auf Braunspat der Sierra Cabrera in Spanien; auch bei Laurium in Griechenland. *Dudgeonit* aus Schottland, eine Nickelblüte, in der der dritte Teil des *Ni* durch *Ca* ersetzt ist.

Eine Anzahl hier sich anschließender Phosphate sind die folgenden:

Hureaulit. $H_2(Mn, Fe)_5P_4O_{16} . 4H_2O = H_2O . 5(Mn, Fe)O . 2P_2O_5 . 4H_2O$. Monokline, hyacintrot durchscheinende Kryställchen, sowie knollige und kuglige, fettglänzende, braune bis violette Aggregate von stengliger und körniger Struktur; mit Triphylin bei Hureault unweit Limoges in Frankreich und bei Branchville in Connecticut.

Ludlamit. $Fe_7P_4O_{17} . 9H_2O = 7FeO . 2P_2O_5 . 9H_2O$. Hell bouteillengrüne, durchsichtige, lebhaft glasglänzende, nach der Basis vollkommen spaltbare, monokline Krystalle auf Schwefelkies bei Truro in Cornwall.

Einige Manganphosphate stammen von Branchville, Fairfield County, Connecticut, aus einem Pegmatitgang.

Dickinsonit. $3(Mn^{II}, Fe^{II}, Na_2, Ca)_3P_2O_8 . H_2O$. Monokline, durchsichtige glimmerähnliche, in einer Richtung vollkommen spaltbare, grüne Tafeln und blättrige Aggregate. Damit gleich zusammengesetzt, also mit D. heteromorph: *Fillowit*, meist wachsgelbe, pechglänzende, körnige Aggregate; auch am Rabenstein bei Zwiesel im bayr. Wald. *Reddingit*. $Mn^{II}_3P_2O_8 . 3H_2O$ mit etwas *FeO*. Blaß rosenrote, rhombische Kryställchen, in der Form sehr ähnlich dem Skorodit, sitzen auf Höhlungen

eines derben Aggregats. Der *Ca*-reiche *Fairfieldit* von Branchville ist schon oben erwähnt (pag. 814).

Ein Zinkphosphat ist der seltene *Hopëit*. $3ZnO . P_2O_5 . 4H_2O$. Rhombische, graulichweiße Kryställchen mit Kieselzinkerz vom Altenberg bei Aachen.

Von Arseniaten sind besonders einige *Mn*- und *Fe*-haltige aus Wermland in Schweden zu erwähnen (H. Sjögren, Ztschr. f. Kryst., X., 1885, pag. 113):

Chondroarsenit. $Mn^{II}_6As_2O_{11} . 3H_2O$. Gelbe, fettglänzende Körner im Schwerspat von Pajsberg. Ebendaher der *CaO*-haltige *Brandtit* (pag. 814). Ferner aus den Manganerzgruben von Nordmarken in Wermland: *Allaktit*. $Mn^{II}_7As_2O_{12} . 4H_2O$. Monokline, bräunlichrote Kryställchen. Moß-Grube. *Hämafibrit*. Wie Chondroarsenit, aber $5H_2O$; braunrote bis dunkelrote, durch Verwitterung schwarze, radialstrahlige Aggregate rhombischer Krystalle von der Moß-Grube. Davon chemisch kaum verschieden der *Xanthoarsenit*, gelb, derb, von der Sjö-Grube in Örebro, Schweden. *Hämatolith* (Diadelphit). $8MnO . (Al,Mn)_2O_3 . As_2O_5 . 8H_2O$. Rhomboedrische, basisch vollkommen spaltbare, braunrote Kryställchen von der Moß-Grube und von der Sjö-Grube (*Arseniopleït*). *Synadelphit*. $5MnO . (Mn, Al)_2O_3 . As_2O_5 . 5H_2O$. Schwarzbraune, rhombische Kryställchen von der Moß-Grube. Davon kaum wesentlich verschieden der *Flinkit* von der Harstigs-Grube bei Pajsberg.

CuO-, *Zn*- und *PbO*-haltige.

Sind einander zum Teil äußerlich sehr ähnlich und können oft kaum anders als durch quantitative Analyse unterschieden werden.

Isomorphe Reihe des Libethenits.

Rhombisch, von der allgemeinen Formel: $R^{II}_4P_2O_9 . H_2O$, wo $R = Cu$ und *Zn* und z. T. *As* statt *P*.

		$a:b:c$
Olivenit:	$4CuO . As_2O_5 . H_2O$;	0,6726 : 1 : 0,9396.
Libethenit:	$4CuO . P_2O_5 . H_2O$;	0,7019 : 1 : 0,9601.
Adamin:	$4ZnO . As_2O_5 . H_2O$;	0,7158 : 1 : 0,9733.

Libethenit (blättriges Olivenerz). Dunkelgrüne, oberflächlich zuweilen fast schwarze, oblonge Pyramiden (∞P (110) und $P\breve{\infty}$ (011)), die dem regulären Oktaeder sehr ähnlich sind. Auch nierige und kuglige derbe Aggregate mit muschligem bis unebenem Bruch. Durchscheinend, fettig glänzend; olivengrüner Strich. G. = 3,6 bis 3,8. H. = 4. Libethen in Ungarn auf zelligem Quarz im Glimmerschiefer, Ullersreuth im Vogtlande, Nischne Tagilsk im Ural etc.

Olivenit (fasriges Olivenerz). Dunkelgrüne, nadelförmige Kryställchen, nicht selten zu nierigen und traubigen Aggregaten mit fasriger oder erdiger Struktur verbunden, dann auch braun, gelb oder grau. G. = 4,2—4,4. Redruth in Cornwall, Tavistock in Devonshire, Nischne Tagilsk; nur wenig bei Libethen.

Adamin. Kleine, gelbe, blaue oder violette Kryställchen und feinkörnige Aggregate. Chañarcillo in Chile, Laurium in Griechenland, Cap de Garonne im südlichen Frankreich (hier zuweilen durch etwas *CoO* rot oder durch etwas *CuO* grün). (Laspeyres, Zeitschr. f. Kryst. II, 1878, pag. 147).

(Analog ist die Formel des Descloizits, pag. 807.)

Hieran schließen sich folgende *Phosphate*, die den unten folgenden Arseniaten z. T. analog zusammengesetzt sind:

Phosphorchalcit (Pseudomalachit, Phosphorkupfererz, Lunnit). $6CuO.P_2O_5.3H_2O$. Nie Krystalle. Bildet grüne, radialfasrige Aggregate mit schwarzer matter, nierenförmiger Oberfläche und schwarzen Flecken auf dem Faserbruch, was ihn von dem sonst sehr ähnlichen Malachit unterscheidet, der auch mit HCl braust. G. = 3,4—4,4. H. = 4—5. Schmilzt leicht und erstarrt zu einer schwarzen krystallinischen Kugel mit einem Kupferkern. In Salpetersäure leicht löslich. Auf den Kupfergruben von Rheinbreitbach bei Linz a. Rhein auf Quarz, in Cornwall, bei Libethen, Nischne Tagilsk etc. Davon chemisch und im Aussehen wenig verschieden:

Dihydrit. $5CuO.P_2O_5.2H_2O$. Kleine, schwärzlichgrüne, trikline Kryställchen sitzen auf Phosphorchalcit, für dessen Krystalle man sie früher hielt. Rheinbreitbach, Nischne Tagilsk (vergl. Erinit und Mottramit).

Ehlit. $5CuO.P_2O_5.3H_2O$. Radialfasrige, außen meist rauhe, nierenförmige Aggregate rhombischer Kryställchen. Nach einer Richtung vollkommen spaltbar. H. = $4^1/_2$ G. = 3,8—4,27. Spangrün. Mit anderen Kupfererzen von Ehl bei Linz am Rhein, Nischne Tagilsk. Der glaskopfartige E. mit glatter nieriger Oberfläche von Libethen ist *Prasin* genannt worden.

Pseudolibethenit. $4CuO.P_2O_5.2H_2O$. Dem vorigen sehr ähnlich von Ehl und Libethen.

Tagilit. $4CuO.P_2O_5.3H_2O$. Monokline, durchscheinende Kryställchen, die smaragdgrüne, nierige, kuglige und warzenförmige Aggregate oder erdige und schwammige Massen mit rauher Oberfläche bilden. Nischne Tagilsk im Ural, Ullersreuth im reuß. Vogtlande, Kamsdorf bei Saalfeld in Thüringen etc.

Phosphorsäure und Arsensäure enthalten:

Konichalcit. $4(Ca, Cu)O.(P, As)_2O_5.1^1/_2H_2O$. Malachit-ähnlich, von Andalusien und Utah.

Veszelyit. $9CuO.6ZnO.2(P, As)_2O_5.18H_2O$. Undeutliche, monokline oder trikline Kryställchen oder rindenartige Krusten, grünlichblau, auf Brauneisenstein und Granatfels von Moravicza im Banat.

Die hierhergehörigen *Arseniate* sind teilweise den obigen Phosphaten ganz analog zusammengesetzt.

Strahlerz (Klinoklas, Abichit). $6CuO.As_2O_5.3H_2O$, entsprechend dem Phosphorchalcit. Kleine, außen schwärzlichgrüne, beim Ritzen die bläulichgrüne Farbe des Inneren zeigende, monokline Kryställchen mit einem deutlichen Bl. Br., auch nierige und stenglige Aggregate. H. = $2^1/_2$—3. G. = 4,2—4,4. Kupfergruben von Cornwall und Devonshire etc.

Kupferschaum (Tirolit). $5CuO.As_2O_5.9H_2O$. Rhombische, in einer Richtung vollkommen spaltbare, spangrüne bis himmelblaue Kryställchen bilden strahligblättrige, nierige und kuglige Aggregate oder dünne Anflüge auf der Kupfererzlagerstätte von Schwaz in Tirol; auch bei Bieber und Riechelsdorf in Hessen, Kamsdorf bei Saalfeld in Thüringen und bei Bulach im Schwarzwald.

Cornwallit. $5CuO.As_2O_5.3H_2O$. Dunkelgrün, amorph, mit muschligem Bruch; auf Olivenit von Cornwall und Nischne Tagilsk.

Erinit. $5CuO.As_2O_5.2H_2O$. Analog dem Dihydrit. Smaragdgrün, nierenförmig mit rauher Oberfläche und anscheinend amorph, von Cornwall (angeblich von Limerick in Irland).

Euchroit. $4CuO.As_2O_5.7H_2O$. Zuweilen ziemlich große, rhombische, kurz prismatische Krystalle, auch zu Drusen und Krusten verbunden, smaragdgrün, ähn-

lich dem Dioptas, durchsichtig bis durchscheinend. G. = 3,3—3,4. H. = 3½—4. Auf Glimmerschiefer bei Libethen in Ungarn.

Leukochalcit. $4CuO . As_2O_5 . 3H_2O$. Zarte, blaß grünlichweiße, seidenglänzende Nädelchen als Anflug bei Schöllkrippen im Spessart.

Chlorotil. $3CuO . As_2O_5 . 6H_2O$. Kleine apfelgrüne, haarförmige Kryställchen, auch fasrige Aggregate auf Quarz bei Schneeberg und Zinnwald im Erzgebirge mit Scheelit, Wapplerit etc.

Trichalcit. $3CuO . As_2O_5 . 5H_2O$. Spangrüne, strahlig-blättrige Aggregate auf Fahlerz. Turjinsksche Kupfergruben bei Bogoslowsk, sowie bei Beresowsk im Ural.

(Vergl. hier auch: Mixit pag. 825.)

Ein wasserhaltiges *Antimoniat* von Kupfer ist der

Thrombolith. Amorph, spröde, mit muschligem Bruch. H. = 3—4. G. = 3,67. Smaragd- bis schwärzlichgrün, glasglänzend. Im Kalk von Rezbanya in Ungarn. Zersetzungsprodukt eines Fahlerzes. Ähnlich der *Rivotit* mit etwas *Ag* und 21% CO_2 statt H_2O; gelblichgrün im Kalk der Sierra del Cadi in Katalonien.

Ein wasserhaltiges *Bleiantimoniat* von schwankender Zusammensetzung ist die

Bleiniere (Bindheimit). $2PbO . Sb_2O_5 . 3H_2O$ mit beigemengten Eisenoxyden etc. Derb, nierig und knollig mit schaliger Absonderung, auch erdig und zerreiblich. Fettglänzend bis matt. Zuweilen pseudomorph, z. B. nach Bournonit (Littica in Bosnien). Weiß, gelb, braun, auch grau und grün; vielfach geflammt und geadert. Zersetzungsprodukt von Bleisulfantimoniten. Horhausen in der Rheinprovinz, Lostwithiel in Cornwall, Beresowsk im Ural.

Auch ein dreiwertiges Metall (Al_2O_3 und Fe_2O_3) enthalten:

Kupferglimmer (Chalkophyllit). $9CuO . Al_2O_3 . As_2O_5 . 27H_2O$. Schöne, basisch vollkommen spaltbare und taflige, rhomboedrische Krystalle; sehr spitze Rhomboeder R (10$\bar{1}$1); $R/R = 69^\circ\ 12'$ (E. K.). Smaragdgrün ins Blaue. Durchsichtig; stark glänzend. Starke — D. Br. H. = 2. G. = 2,4—2,6. In Drusen und blättrigen Aggregaten. Redruth in Cornwall, Nischne Tagilsk etc.

Linsenerz (Liroconit). $4CuO . Al_2O_3 . As_2O_5 . 12H_2O$. Niedere, monokline, himmelblaue Oblongoktaeder mit unebenem fettglänzendem Bruch. Sonst Glasglanz; durchscheinend. Cornwall mit Kupferglimmer, Herrengrund in Ungarn, Ullersreuth im Vogtlande.

Henwoodit. Ein Kupfer-Tonerde-Phosphat, himmelblaue bis grünlichblaue Kugeln, aus Cornwall.

Cöruleït. $CuO . 2Al_2O_3 . As_2O_5 . 8H_2O$. Himmelblau, tonähnlich, aus mikroskopischen Nädelchen bestehend. G. = 2,803. In Säuren löslich. Huanaco, Prov. Taltal, Chile, in einer Erzgrube.

Chalkosiderit. $CuO . 3Fe_2O_3 . 2P_2O_5 . 8H_2O$. Hellgrüne, garbenförmig verwachsene, trikline Kryställchen von Cornwall.

Andrewsit. Ebenfalls ein kupferhaltiges Eisenoxydphosphat; dunkelgrüne radialfasrige Kugeln von Cornwall.

Chenevixit. $2CuO . Fe_2O_3 . As_2O_5 . 3H_2O$. Gelb- bis dunkelgrün, glasglänzend, derb bis dicht. Von Cornwall.

Al_2O_3-Phosphate und -Arseniate.

Sind zum Teil den Fe_2O_3-Arseniaten und -Phosphaten analog zusammengesetzt. Das einzige *Arseniat* ist der

Liskeardit. $2Al_2O_3 . As_2O_5 . 8H_2O$. Grünlich- bis bläulichweiße, etwas Fe_2O_3-haltige Krusten von Liskeard und anderen Orten in Cornwall.

Phosphate.

Evansit. $3Al_2O_3 . P_2O_5 . 18H_2O$. Sehr lockere, weiße, fasrige Aggregate mit nieriger Oberfläche auf Brauneisenstein bei Szirk, Gömörer Comitat, Ungarn, und bei Gros-Tresny in Mähren.

Cöruleolactin. $3Al_2O_3 . P_2O_5 . 10H_2O$. Kryptokrystallinische, matte, bläulich milchweiße, dünne Lagen mit muschligem Bruch, Spalten erfüllend im Brauneisenstein vom Rindsberg bei Katzenellenbogen in Nassau.

Sphärit. $5Al_2O_3 . 2P_2O_5 . 16H_2O$. Hell gelbliche, auch bläuliche und rötliche Kugeln mit drusiger, rauher Oberfläche, aber ohne bestimmte fasrige oder schalige Struktur, mit einem deutlichen Bl. Br., durchscheinend, von Zajecov nördl. St. Benigna in Böhmen mit Wavellit.

Augelith. $2Al_2O_3 . P_2O_5 . 3H_2O$, analog dem Kraurit. Monokline Krystalle an verschiedenen Orten in Bolivia. Farblose, perlmutterglänzende, derbe, schwerspatähnliche Aggregate aus der alten Eisenerzgrube von Vestanå in Schweden; hier begleitet von dem ähnlichen: *Berlinit.* $2(Al_2O_3 . P_2O_5) . H_2O$ und *Trolleit.* $4Al_2O_3 . 3P_2O . 3H_2O$.

Fischerit. $2Al_2O_3 . P_2O_3 . 8H_2O$. Undeutliche, kleine, rhombische, pseudohexagonale, glasglänzende, spangrüne Kryställchen auf Sandstein bei Nischne Tagilsk im Ural.

Peganit. $2Al_2O_3 . P_2O_5 . 6H_2O$. Smaragdgrüne bis grünlichgraue und weiße, fettigglänzende Krusten rhombischer Kryställchen auf Kieselschiefer von Langenstriegis in Sachsen.

Türkis (Kallait).

$2Al_2O_3 . P_2O_5 . 5H_2O$, mit 46,83 Al_2O_3; 32,55 P_2O_5 und 20,62 H_2O. Doch die Analysen etwas schwankend; 35,03—40,19 Al_2O_3, 28,63 bis 34,42 P_2O_5, 18,6—19,8 H_2O; daneben stets CuO (2,02—8,57 %) und Fe_2O_3 (Spur bis 4,07). Daher werden auch Formeln angegeben, die diese Bestandteile ebenfalls berücksichtigen. Nach Penfield ist der T. ein Derivat der Orthophosphorsäure H_3PO_4, in dem H zum großen Teil durch die einwertigen Radikale: $Al(OH)_2$, $Fe(OH)_2$ und $Cu(OH)$ ersetzt ist, so daß die allgemeine Formel: $[Al(OH)_2, Fe(OH)_2, Cu(OH), H]_3PO_4$ zu schreiben wäre. Auch die Beimischung von $2CuO . P_2O_5 . 4H_2O$ zu dem obigen Tonerdephosphat wird angenommen.

Der Türkis ist scheinbar amorph, mit muschligem Bruch, u. d. M. deutlich mikrokrystallinisch-fasrig. Undurchsichtig bis höchstens kantendurchscheinend. Etwas wachsartig glänzend, jedoch matt; durch Politur kräftiger. Himmelblau, mehr oder weniger tief, auch spangrün, infolge des Cu-Gehalts; manche Stücke bleichen allmählich etwas aus und

blaue werden oft grün. Wegen der schönen Farbe ein besonders auch im Orient hochgeschätzter Edelstein (orientalischer Türkis); doch werden in Europa nur blaue Steine geschätzt, die häufigeren grünen kommen hier nicht zur Verwendung. Der T. ist ziemlich spröde. H. = 6. G. = 2,6—2,8. V. d. L. unschmelzbar; beim Glühen schwarz, dann braun. In Säuren löslich. Bildet krustenartige Überzüge auf den Wänden schmaler Klüftchen und erfüllt diese auch wohl ganz, das Nebengestein, das an verschiedenen Stellen von verschiedener Beschaffenheit ist, aderförmig durchziehend. Besonders geschätzt sind die Steine aus einer vulkanischen (trachytischen) Felsart bei Nischapur westlich von Mesched im nördlichen Persien, wo seit Jahrhunderten Bergbau auf Türkis betrieben wird; lose Stücke liegen auch in dem Verwitterungsgrus des Nebengesteins. Weitere Fundorte sind im Megara-Tal am Sinai, wo das Muttergestein ein Sandstein ist, und in den westlichen Unionsstaaten in Nordamerika, in Neu-Mexiko, Arizona etc., wo schon die alten Azteken die Steine unter dem Namen Calchihuitl aus einem verwitterten vulkanischen Gestein herausgegraben haben. In Europa findet man nur grüne Türkise; besonders im Kieselschiefer: Jordansmühl in Schlesien, Reichenbach und Ölsnitz in Sachsen etc.

(Bücking, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 2, 1878, 162; Penfield, ibid. Bd. 33, 1900, 542.)

Zahntürkis (Beintürkis, auch occidentalischen Türkis oder Odontolith) nennt man die gleichfalls häufig als Schmucksteine geschliffenen, durch Kupferverbindungen grün und durch Vivianit blaugefärbten Zähne und Knochen fossiler Säugetiere.

Wardit. $2Al_2O_3 . P_2O_5 . 4H_2O$, also etwas wasserärmer als Türkis. Hellgrüne bis bläulichgrüne, glasglänzende, konzentrisch-schalige Krusten auf Hohlräumen im Variscit von Utah. H. = 5. G. = 2,77. V. d. L. aufschwellend, zerspringend und weiß werdend. In Säuren teilweise löslich. Gleichfalls als Schmuckstein verwendet.

Callainit. $Al_2O_3 . P_2O_5 . 5H_2O$. Apfelgrün bis smaragdgrün mit weißen und blauen Streifen und Flecken, durchscheinend. Bisher nur aus alten Celtengräbern in der Bretagne gefunden; Fundort unbekannt.

Wavellit.

$3Al_2O_3 . 2P_2O_5 . 12H_2O$, zuweilen etwas F. Rhombische, nadelförmige Kryställchen, nach mehreren Richtungen spaltbar, fast nie regelmäßig ausgebildet, sind zu radialfasrigen Kugeln mit rauher drusiger Oberfläche oder zu rosettenförmigen Aggregaten vereinigt. G. = 2,3—2,4. H. = 3½—4. Glasglänzend; auf dem Bl. Br. ins Perlmutterartige. Durchscheinend. Farblos, meist aber graulich, gelblich bis braun, auch grün und blau; selten stark gefärbt. V. d. L. aufschwellend, aber unschmelzbar. In Säuren und in Kalilauge löslich. Findet sich meist auf Klüften im Kieselschiefer, Tonschiefer und Sandstein etc. Bei Waldgirmes und am Dünsberg bei Gießen auf Kieselschiefer, ebenso bei Langenstriegis unweit Freiberg in Sachsen (*Striegisan*), im

unteren Lahntal auf Phosphorit und auf Manganerzen, bei Oberscheld im Dillenburgischen auf Roteisenstein, bei Amberg in Bayern auf Brauneisen (*Lasionit*), bei Cerhovic unweit Beraun in Böhmen auf Grauwacke, bei Barnstaple in Devonshire auf Tonschiefer (*Devonit*), etc.

Kapnicit. Wie W., aber nur $11 H_2O$, jedoch wahrscheinlich von W. nicht verschieden. Gelblich- bis grünlichweiße Kugeln und Büschel auf Fahlerz und Blende von Kapnik in Siebenbürgen.

Planerit. $3Al_2O_3 . 2H_2O . 9H_2O$. Durch 4% *Cu* grün gefärbt, bildet dünne traubige Krusten auf zerfressenem Quarz auf der Kupfergrube Gumeschewsk im Ural.

Gibbsit. $Al_2O_3 . P_2O_5 . 8H_2O$. Weiße, feinblättrige, stalaktitische Zapfen von Richmond in Massachusetts (*Richmondit*). Der Name Gibbsit ist auch dem am gleichen Ort in derselben Weise vorkommenden Hydrargillit gegeben worden, doch ist das Verhältnis noch nicht ganz geklärt.

Minervit. $Al_2O_3 . P_2O_5 . 7H_2O$. Im trockenen Zustand erdige, kaolinähnliche, weiße Massen, die aus mikroskopischen, hexagonalen Plättchen bestehen. Aus Knochenhöhlen im südlichen Frankreich (Dep. Hérault, besonders der Minervahöhle, mit Kalkphosphaten, Brushit, Metabrushit etc.). Entsteht durch Einwirkung von Phosphaten aus den Knochen und aus Fledermausguano auf Ton. In ähnlicher Weise bilden sich auch anderwärts ähnliche *Al*-Phosphate als Guanomineralien.

Zepharovichit. $Al_2O_3 . P_2O_5 . 6H_2O$. Weißliche, durchscheinende, kryptokrystallinische, krustenförmige Überzüge auf silurischem Sandstein von Trzenic bei Cerhovic in Böhmen (vergl. Koninckit, pag. 825).

Variscit. $Al_2O . P_2O_5 . 4H_2O$, analog dem Skorodit und wahrscheinlich mit ihm und mit Strengit isomorph, doch sind vollkommen ausgebildete Krystalle noch nicht bekannt geworden (siehe unten, pag. 823). Kleintraubige Krusten mit muschligem Bruch, zuweilen etwas fasrig. Durchscheinend, wachsartig matt, farblos bis apfelgrün. Im Kieselschiefer von Meßbach bei Plauen im Vogtlande und von Montgomery County, Arkansas, auf Quarz.

Tonerdephosphate, die auch noch zweiwertige Metalle enthalten, sind außer dem oben schon erwähnten kupferhaltigen Linsenerz etc. (pag. 819):

Lazulith.

$(Mg, Fe)O . Al_2O_3 . P_2O_5 . H_2O$. Ausgezeichnete monokline Krystalle, selten. Meist bilden die beiden schiefen Prismen: $+P$ $(\bar{1}11)$ und $-P$ (111) ein monoklines Oktaeder, dessen vordere und hintere E. K. häufig durch die Schiefendflächen: $+P\bar{\infty}$ $(\bar{1}01)$ und $-P\bar{\infty}$ (101), dessen S. K. durch das Vertikalprisma ∞P (110) und die E. E. durch die Basis $0P$ (001) abgestumpft sind. Zuweilen Zwillinge nach der Querfläche $\infty P\bar{\infty}$ (100). H. = 5—6. G. = 3,0—3,12. Unebener Bruch. Durchsichtig bis durchscheinend, blau, mehr oder weniger dunkel bis weißlich. Krystalle im Itakolumit der Graves Mountains in Georgia mit Rutil etc., ähnlich auch bei Tejuco in Minas Geraes, Brasilien. Im Rödelgraben bei Werfen im Salzburgischen und im Freßnitzgraben bei Krieglach in Steiermark, meist derbe Partien im Quarz (*Blauspat*) mit Kryställchen auf Spalten. Auch bei Zermatt im Wallis und Horrsjöberg in Wermland, Schweden. (v. Lasaulx, Sitzgsber. niederrhein. Ges. Bonn, 1883.)

Childrenit. $2(Fe, Mn, Ca)O . Al_2O_3 . P_2O_5 . 4H_2O$. *FeO* überwiegend. Kleine, gelblichweiße bis braunschwarze, etwas fettartig glänzende, durchscheinende rhombische Oktaederchen, einzeln aufgewachsen oder zu Krusten vereinigt. G. = 3,18—3,24. H. = $4^1/_2$. Auf den Kupfererzgruben von Tavistock in Devonshire und von St. Austell

in Cornwall. Im Apatit bei Hebron in Maine. Vom Ch. ist nur durch das Vorherrschen von MnO unterschieden der blaßrote, grünliche bis farblose, pleochroitische *Eosphorit* aus dem Pegmatitgang von Branchville in Connecticut.

Goyazit. $3CaO.5Al_2O_3.P_2O_5.9H_2O$. Gelblichweiße, positiv einachsige Körnchen, durchsichtig bis durchscheinend, mit den Diamanten in dem brasilianischen Staate Goyaz.

Tavistockit. $3CaO.Al_2O_3.P_2O_5.3H_2O$. Weiße Fasern, rosettenförmig angeordnet, von Tavistock in Devonshire.

Cirrholith. $6CaO.2Al_2O_3.3P_2O_5.3H_2O$. Dicht, blaßgelblich, von Vestanå in Schweden. Ebendaher auch der *Attakolith*, ein lachsfarbiges, derbes Kalktonerdephosphat. Begleiter von Augelith etc., pag. 820.)

Hamlinit. $(3Al_2O_3.P_2O_5).(H_2O.2SrO.P_2O_5).6H_2O$ mit wenig BaO. Sehr seltene kleine, rhomboedrische Kryställchen von Stoneham in Maine. Damit isomorph: *Florencit.* $(3Al_2O.P_2O_5).(Ce_2O_3.P_2O_5).6H_2O$. Blaßgelbe Rhomboederchen aus den Zinnober führenden Sanden von Tripuhy und den Diamantsanden von Matta dos Creoulos, Minas Geraës in Brasilien; mikroskopisch in topasführenden Glimmerschiefern dort.

An diese beiden schließt sich vielleicht an der

Hitchkockit. $3(Al_2O_3.P_2O_5).(H_2O.2PbO.P_2O_5).6H_2O$, analog mit ihnen chemisch und auch in der Krystallisation; kleine hexagonale, optisch einachsige Täfelchen. Nicht rein bekannt; bildet im Gemenge mit Pyromorphit und anderen Substanzen den *Bleigummi* (Plumbogummit). Traubige, nierige und stalaktitische Massen von konzentrisch-schaligem Bau und muschligem Bruch, von sehr schwankender Zusammensetzung, 30—70% PbO. H. = 4—4½. G. = 4—5. Gelblich- und grünlichweiß bis rotbraun und blau, fettglänzend, durchscheinend, manchmal ähnlich dem arabischen Gummi. Es ist ein zuweilen auch etwas CO_2, SO_3, Cl etc. enthaltendes Zersetzungsprodukt von Bleierzen in den Bleierzgruben in Cumberland (z. T. himmelblaue Unterlage von Pyromorphitkrystallen); Poullouen und Huelgoet in der Bretagne; Nussière, Dep. du Rhône; Canton-Grube in Georgia etc.

Gersbyit. $3(Fe, Mn, Mg, Ca)O.9Al_2O_3.4P_2O_5.17H_2O$. Kleine tiefblaue. fast undurchsichtige, zuweilen grüne Körnchen, Äderchen und Plättchen in dem im Gneiß eingelagerten Cyanit und Quarz. Gersby, Kirchspiel Ransäter, Wermland, Schweden.

Kehoeit. Ein Zinkoxyd-Tonerde-Phosphat; in weißen amorphen Streifen und Lagen im Bleiglanz mit Blende und Schwefelkies bei Galena in Süd-Dakota.

Fe_2O_3-Phosphate und -Arseniate.

Sind z. T. den Al_2O_3-Phosphaten und -Arseniaten analog zusammengesetzt.

Isomorphe Reihe des Skorodits.

Rhombisch.

		$a:b:c$
Skorodit:	$Fe_2O_3.As_2O_5.4H_2O$;	0,8673 : 1 : 0,9558.
Strengit:	$Fe_2O_3.P_2O_5.4H_2O$;	0,8435 : 1 : 0,9468.
Variscit:	$Al_2O_3.P_2O_5.4H_2O$;	0,8648 : 1 : ?

Skorodit.

$Fe_2O_3.As_2O_5.4H_2O$. Kleine rhombische, oktaedrische oder kurzprismatische Krystalle mit einem deutlichen Bl. Br., einzeln oder auf Drusen, auch fasrige bis

dichte Krusten mit nieriger und traubiger Oberfläche, sowie erdig. G. = 3,1—3,2. H. = $3^1/_2$—4. Glasglanz, z. T. etwas fettig. Durchsichtig bis durchscheinend. Hell- bis dunkelgrün, seltener braun, rot und blau. Meist auf Brauneisenstein, im Siegenschen, bei Waldgirmes unweit Gießen, Dernbach im Westerwald, am Graul bei Schwarzenberg in Sachsen und sonst im Erzgebirge, Beresowsk im Ural, Nertschinsk in Transbaikalien. Der hier vorkommende amorphe grüne *Arseniksinter*, der die Beryllkrystalle einhüllt, ist chemisch vom Skorodit nicht wesentlich verschieden. (G. vom Rath, N. Jahrb. f. Min. 1876, pag. 386; v. Lasaulx, ibid. 1875, pag. 629.)

Strengit.

$Fe_2O_3 . P_2O_5 . 4H_2O$, analog dem Variscit und mit ihm wahrscheinlich isomorph (pag. 822). Bildet meist kleine, radialfasrige, heller bis dunkler rote, selten farblose Kügelchen auf Brauneisenstein der Grube Eleonore am Dünsberg und der Grube Rotläufchen bei Waldgirmes unweit Gießen; auch in Rockbridge County in Virginien. Ein Al_2O_3-haltiger Strengit ist der *Barrandit*, radialfasrige und konzentrischschalige Kügelchen und traubige Aggregate, grünlich-, bläulich-, rötlich- und gelblichgrau, mit Wavellit auf silurischem Sandstein von Cerhovic bei Beraun in Böhmen.

Variscit siehe pag. 822.

Das einzige weitere *Arseniat* ist:

Würfelerz (Pharmakosiderit).

$4Fe_2O_3 . 3As_2O_5 . 15H_2O$, da aber auch 2,68—4,54 K_2O vorhanden sind, wird die Formel auch geschrieben: $2FeAsO_4 . Fe(OH)_3 . 5H_2O$, wo K einen Teil des (OH) ersetzt. Regulär, tetraedrisch; kleine Würfelchen mit abgestumpften Kanten (∞O (110)) und Ecken. Die Flächen an den Ecken nur abwechselnd gleich, also die beiden Tetraeder $+\frac{O}{2}$ (111) und $-\frac{O}{2}$ (1$\bar{1}$1). Die Würfelflächen meist nach einer Diagonale sehr stumpf geknickt, also eigentlich ein dem Würfel vicinales Triakistetraeder. H. = $2^1/_2$. G. = 2,9—3,0. Durchsichtig bis durchscheinend. Glas-, auf dem muschligen Bruch fettigglänzend. Lauchgrün, seltener auch gelb und braun. Häufig anomal doppelbrechend. Pyroelektrisch. Krystalle aufgewachsen meist auf Brauneisenstein; zuweilen auch körnige Aggregate. Im Schwarzwald, bei Eisenbach unweit Neustadt; am Graul bei Schwarzenberg in Sachsen; Lobenstein im reuß. Voigtland; Langeborn im Spessart; Horhausen im Kreis Altenkirchen; Cornwall und Cumberland; Utah; im goldführenden Quarz in Victoria, Australien. Überall wie Skorodit etc. durch Verwitterung arsenhaltiger Kiese (Arsenkies, Arseneisen etc.) entstanden.

Hierhergehörige *Phosphate* sind:

Kraurit (Grüneisenerz, grüner Glaskopf).

$2Fe_2O_3 . P_2O_5 . 3H_2O$. Scheinbar rhombische, aber nach dem optischen Verhalten monokline Kryställchen bilden radialfasrige, zuweilen auch konzentrisch-schalige kuglige und kleintraubige Aggregate. G. = 3,3—3,5. H. = $3^1/_2$—4. Sehr spröde. Durchscheinend. Schwacher fettiger Glanz. Dunkelgrün, Strich heller; die Oberfläche der Kugeln zuweilen braun. Auf Brauneisenstein im Siegenschen (Hollerter Zug), bei Waldgirmes unweit Gießen, Hirschberg etc. im Vogtland (*Dufrenit*) etc.

Kakoxen. $2Fe_2O_3 . P_2O_5 . 12H_2O$. Sehr zarte, zu seidenglänzenden Aggregaten mit sammetartiger Oberfläche vereinigte gelbbraune Krystallfasern auf Brauneisen bei Amberg in Bayern und auf der Grube Eleonore und bei Waldgirmes unweit Gießen; auf tonigem Sphärosiderit bei St. Benigna und Cerhovic in Böhmen.

Delvauxit. $2Fe_2O_3 . P_2O_5 . 20H_2O$. Kastanienbraune, derbe, nierenförmige Massen von Visé in Belgien und von Leoben.

Eleonorit. $3Fe_2O_3 . 2P_2O_5 . 8H_2O$. Monokline, meist nach dem Orthopinakoid taflige Kryställchen sind zu rotbraunen bis hyacinthroten Drusen und Krusten von radialem Bau vereinigt. H. = 3—4. Grube Eleonore und Grube Rotläufchen bei Waldgirmes, beide unweit Gießen. Von dem E. ist wahrscheinlich nicht verschieden der *Beraunit*, bräunlichrote, radialblättrige und strahlige Aggregate und Rosetten, mit Wavellit bei St. Benigna bei Beraun in Böhmen und bei Scheibenberg in Sachsen. Er ist vielleicht durch Umwandlung aus Vivianit entstanden, nachdem er Pseudomorphosen bildet, und es wird ihm auch die Formel: $5Fe_2O_3 . 3P_2O_5 . 12H_2O$ zugeschrieben.

Phosphosiderit. $Fe_2O_3 . P_2O_5 . 3\frac{1}{2}H_2O$. Pfirsichblütrote, rhombische Krystalle auf Eisenpecherz bei Eiserfeld im Siegenschen.

Koninckit. $Fe_2O_3 . P_2O_5 . 6H_2O$. Fast farblose, gelbliche, radialfasrige Kügelchen, rhombische Individuen von Richelle bei Visé in Belgien (vergl. Zepharovichit, pag. 822).

Picit ist ein wasserhaltiges Eisenoxydphosphat von kolophoniumartigem Aussehen von Waldgirmes bei Gießen und St. Benigna in Böhmen und ebenso der *Richellit* von Richelle bei Visé in Belgien, letzterer mit einem kleinen Fluorgehalt. Beide sind wahrscheinlich nur Gemenge.

Eisenoxydphosphate und -Arseniate mit zweiwertigen Metallen sind außer den schon erwähnten CuO-haltigen (pag. 819): Chalkosiderit, Andrewsit und Chenevixit:

Arseniate:

Arseniosiderit. $6CaO . 4Fe_2O_3 . 3As_2O_5 . 9H_2O$. Gelbbraune, an der Luft dunkler werdende, exzentrisch-fasrige, auf dem Faserbruch seidenglänzende, kuglige Aggregate von Romanêche bei Macon in Frankreich, von Schneeberg in Sachsen, Wittichen und Bulach im Schwarzwald, auch auf Klüften des körnigen Kalks bei Auerbach a. d. Bergstraße. Zuweilen in Pseudomorphosen nach Eisenspat.

Mazapilit. $3CaO . 2Fe_2O_3 . 2As_2O_5 . 6H_2O$. Dünne, lange, rhombische Prismen, schwarz, blutrot durchscheinend, von Mazapil in Mexiko.

Phosphate:

Calcioferrit, ein gelbes, blättriges Kalkeisenoxydphosphat von Battenberg (Pfalz). Ähnlich der kastanienbraune, nierenförmige *Borickit* (Delvauxen) von Leoben in Steiermark und Nenacovic in Böhmen.

Alluaudit. $3(Mn, Na_2)O . P_2O_5 + Fe_2O_3 . P_2O_5 . H_2O$. Nach zwei zueinander rechtwinkligen Richtungen deutlich, nach einer dritten zu jenen normalen undeutlich spaltbar. Ein braunes Zersetzungsprodukt des Triphylins von Norwich in Massachusetts. Zuweilen deutlich begrenzte Pseudomorphosen nach Triphylin.

Bi_2O_3- und UO_3-haltige Arseniate.

Rhagit. $5Bi_2O_3 . 2As_2O_5 . 9H_2O$. Hellgrüne, zu traubenartigen Gruppen vereinigte, an der glatten Oberfläche wachsglänzende Kügelchen mit Walpurgin und anderen Uranerzen auf der Grube Weißer Hirsch bei Neustädtel unweit Schneeberg im Erzgebirge.

Atelestit. $3Bi_2O_3 . As_2O_5 . 2H_2O$. Monokline, schwefelgelbe, demantglänzende, durchsichtige bis durchscheinende Kryställchen, in HCl löslich; auf Wismutocker von Schneeberg in Sachsen.

Mixit. $20CuO . Bi_2O_3 . 5As_2O_5 . 22H_2O$. Radialfasrige Aggregate feiner Kryställchen, oder Anflüge bildend, smaragd- bis bläulichgrün auf Wismutocker bei Joachimsthal im Erzgebirge und bei Wittichen im Schwarzwald mit Schwerspat.

Walpurgin. $5Bi_2O_3 . 3(UO_2)O . 2As_2O_5 . 12H_2O$. Gelbe, diamant- bis fettglänzende, trikline, durch Zwillingsbildung scheinbar monokline Kryställchen; mit anderen Uranmineralien auf der Grube Weißer Hirsch bei Neustädtel im Erzgebirge, mit diesen aus Uranpecherz entstanden.

Phosphate der seltenen Erden.

Churchit. $Ce_2O_3 . P_2O_5 . 4H_2O$, aber mit $5^1/_2$ % CaO. Rauchgraue bis fleischrote, radialfasrige Büschel kleiner, in einer Richtung leicht spaltbarer, durchscheinender bis durchsichtiger Kryställchen. Dünner Überzug auf Quarz aus einer Kupfergrube in Cornwall.

Rhabdophan. $R_2O_3 . P_2O_5 . 2H_2O$; $R = La, Di, Y, Er$ mit 65,75 $(Y, Er)_2O_3 + (La, Di)_2O_3$. Nierenförmige, fettglänzende Massen, ähnlich dunklem Bernstein, einachsig; sehr selten aus Cornwall. 9,93 $(Y, Er)_2O_3$ und 53,82 $(La,Di)_2O_3$, etwas CO_2-enthaltend der *Scovillit*, rötliche und gelbliche, dünne, fasrige Krusten auf Brauneisen und Pyrolusit auf der Scoville-Grube in Salesbury, Connecticut.

(Vergl. auch den Florencit pag. 823.)

UO_3 neben CuO, CaO oder BaO enthaltende Phosphate und Arseniate.

Isomorphe Reihe der Uranglimmer (Uranite).

Doppelphosphate und -Arseniate von Uranyl (UO_2) und zweiwertigen Metallen (Cu, Ca, Ba) von der allgemeinen Formel: $R^{II}O . 2(UO_2)O . P_2O_5$, resp. $As_2O_5 + 12H_2O$. Die Cu-haltigen Uranglimmer sind quadratisch; die Ca- und Ba-haltigen sind rhombisch, stehen aber den quadratischen so nahe, wie es nur irgend bei isomorphen Substanzen der Fall ist. Dies geht aus den nachfolgenden Achsenverhältnissen hervor. Nach der Basis geht bei allen ein vollkommener Blätterbruch wie beim Glimmer, daher der Name. Die Härte ist gering. Es sind Verwitterungsprodukte des Uranpecherzes.

Kupferuranglimmer:	$CuO . 2(UO_2)O . P_2O_5 . 12H_2O$;	quadr.: $a:a:c = 1:$	1:2,9382.
Zeunerit:	$CuO . 2(UO_2)O . As_2O_5 . 12H_2O$;	$= 1:$	1:2,9123.
Kalkuranglimmer:	$CaO . 2(UO_2)O . P_2O_5 . 12H_2O$;	rhomb.: $a:b:c = 0,9876:$	1:2,8530.
Uranospinit:	$CaO . 2(UO_2)O . As_2O_5 . 12H_2O$;	„ $= 1,00$	:1:2,9123.
Uranocircit:	$BaO . 2(UO_2)O . P_2O_5 . 12H_2O$;	„	noch nicht bekannt.

Wasser entweicht schon bei ziemlich niederer Temperatur und es entstehen Metauranite mit abweichenden optischen Eigenschaften. In HNO_3 löslich. Die As-haltigen Glieder dieser Gruppe können nur auf chemischem Weg durch die As-Reaktion von den entsprechenden P-haltigen sicher unterschieden werden.

(V. Goldschmidt, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 31, 1899, pag. 468; Rinne, Centralbl. f. Mineralogie etc. 1901, pag. 618 und 709; Buchholz, ibid. 1903, pag. 362.)

Kupferuranglimmer (Kupferuranit, Chalkolith, Torbernit).

$CuO . 2(UO_2)O . P_2O_5 . 12H_2O$ mit 61,2 $(UO_2)O$. Steile quadratische Oktaeder mit sehr stark abgestumpfter E. E., so daß dünne, selten dickere Tafeln entstehen. Vollkommener basischer und ebenso prismatischer Bl. Br. H. = 2—$2^1/_2$; wenig spröde. G. = 3,5—3,6. Smaragdgrün; durchsichtig bis durchscheinend. Auf dem Bl. Br. perlmutterglänzend. Optisch einachsig; — D. Br. schwach. Krystalle, stets klein und aufgewachsen, oft nur als dünner Überzug, auf Brauneisenstein und Hornstein. An zahlreichen Orten im Erzgebirge (Johanngeorgenstadt, Eibenstock, Schneeberg, Zinnwald, Schlaggenwald); ebenso in Cornwall (Redruth, St. Austell); auch St. Yrieux bei Limoges im südl. Frankreich.

Zeunerit. Das entsprechende Arseniat; vom vorigen äußerlich nicht zu unterscheiden. Grube Weißer Hirsch bei Neustädtel unweit Schneeberg und Joachimsthal im Erzgebirge, Wittichen im Schwarzwald, Cornwall.

Kalkuranglimmer (Kalkuranit, Autunit).

$CaO \, . \, 2(UO_2)O \, . \, P_2O_5 \, . \, 12H_2O$. Quadratisch aussehende Täfelchen wie beim Kupferuranglimmer, aber zweiachsig. Zuweilen Zwillinge nach dem Prisma ∞P (110). Außer dem basischen vollkommenen Bl. Br. auch noch deutliche Spaltbarkeit nach den beiden anderen Pinakoiden. Zeisiggrün bis gelb. Die Kryställchen, seltener als die des Kupferuranits, sind einzeln oder in schuppenförmig angeordneten Gruppen aufgewachsen. Johanngeorgenstadt, Eibenstock, Schneeberg etc. im Erzgebirge; Autun und St. Yrieux bei Limoges in Frankreich; Cornwall; Wolfsinsel im Onegasee in Amethystmandeln; Chesterfield in Massachusetts in rotem Turmalin eingewachsen. Im *Fritzschëit* ist CaO durch MnO und etwas P_2O_5 durch V_2O_5 ersetzt, er ist rötlichbraun bis hyacintrot und von Kalkuranit in paralleler Verwachsung umrahmt. Neudeck in Böhmen und Johanngeorgenstadt im sächsischen Erzgebirge.

Uranospinit von der Grube Weißer Hirsch bei Neustädtel, das dem Kalkuranglimmer entsprechende Arseniat, ist von diesem äußerlich nicht zu unterscheiden.

Uranocircit (Barytturanglimmer, Baryumuranit), ebenfalls von dem vorigen äußerlich ununterscheidbar und chemisch das entsprechende *Ba*-Phosphat, bildet bei Falkenstein im sächsischen Voigtlande zeisiggrüne, leicht spaltbare Plättchen, aber keine deutlichen Krystalle.

Trögerit. $3(UO_2)O \, . \, As_2O_5 \, . \, 12H_2O$. Quadratisch, aber anomal zweiachsig mit einem vollkommenen basischen Bl. Br. Citronengelbe Kryställchen vom Habitus der Uranglimmer und diesen auch im Achsensystem sehr nahe ($a:c = 1:2{,}16$), aber ohne zweiwertiges Metall. Zuweilen mit Zeunerit parallel verwachsen. Grube Weißer Hirsch bei Neustädtel im Erzgebirge. Ein ähnliches Uranphosphat ist der citronengelbe, krustenbildende *Phosphuranylith* von Nordkarolina.

U-haltig ist auch *Walpurgin*, pag. 826.

Phosphate und Arseniate, die auch Schwefelsäure enthalten.

(Vergl. auch: *Hussakit*, pag. 809.)

Beudantit.

$3(PbO \, . \, SO_3) \, . \, 4Fe_2O_3 \, . \, P_2O_5 \, . \, 9H_2O$ oder auch: $3PbSO_4 \, . \, 2Fe_2PO_4 \, . \, 6Fe(OH)_3$, aber stark schwankend. P_2O_5 zuweilen zu einem mehr oder weniger großen Teil durch As_2O_5 ersetzt, so daß sogar fast ganz P_2O_5-freie, aber auch As_2O_5-freie Abänderungen existieren. Die Krystallisation ist der des Hamlinit und Florencit, sowie der des Jarosit sehr ähnlich. Kleine Rhomboederchen R $(10\bar{1}1)$, $R/R = 91^\circ \, 18'$ (E. K.) meist mit der Basis $0R$ (0001), sowie mit $-2R$ $(02\bar{2}1)$ oder $-\frac{1}{2}R$ $(02\bar{2}1)$, auch mit $5R$ $(50\bar{5}1)$. Deutliche basische Spaltbarkeit. H. $= 3\frac{1}{2}$. G. $= 4{,}0-4{,}3$. Olivengrün ins Bräunlichschwarze; dichroitisch. Glasglänzend. Durchsichtig bis undurchsichtig. Optisch negativ. Horhausen, Kreis Altenkirchen, Rheinprovinz, auf Brauneisenstein meist As_2O_5-haltig; P_2O_5-haltig der B. von Grube Schöne Aussicht bei Dernbach im Westerwald und von Glandore bei Cork in Irland. Der *Svanbergit* ist die entsprechende CaO- und Al_2O_3-Verbindung: $3(CaO \, . \, SO_3) \, . \, 4Al_2O_3 \, . \, P_2O_5 \, . \, 9H_2O$. Die rhomboedrischen Formen sehr nahe denen des Beudantits: $R/R = 90^\circ \, 35'$ (E. K.), also beide wohl isomorph. Basisch spaltbar; spröde. H. $= 5$. G. $= 3{,}29$. Honiggelb bis hyacintrot. Sehr selten, mit Lazulith bei Horrsjöberg in Schweden, auch bei Vestanå daselbst.

Lossenit. Noch nicht genauer bekannt; die Formel wird: $PbSO_4 + 3(FeOH)_3As_2O_8 + 12H_2O$ geschrieben. Rhombische, skoroditähnliche, braunrote, an der Oberfläche leicht verwitternde Kryställchen aus den Bleigruben von Laurion in Attika.

Lindackerit. $3NiO . 6CuO . SO_3 . 2As_2O_5 . 7H_2O$. Grüne, glasglänzende, rhombische, zu Rosetten gruppierte Oblongtäfelchen, oder derbe nierenförmige Aggregate von Joachimsthal im böhmischen Erzgebirge.

Eisensinter (Eisenpecherz z. T.).

Hierher gehören einige amorphe oder auch mikrokrystallinische spröde, meist braune oder gelbe, durchscheinende, glas- bis fettglänzende Arseniate und Phosphate, ursprünglich weiche, an der Luft durch Wasserverlust erstarrte Gallerten. Sie enthalten teils Schwefelsäure, teils allerdings auch nicht und stellen Gemenge von wechselnder Zusammensetzung dar. Es sind ganz junge Zersetzungsprodukte verschiedener Urmineralien, zuweilen mit nierigtraubiger oder stalaktitischer, sinterartiger Oberfläche und nicht selten auch mit schaliger Zusammensetzung. Sie werden danach als Eisensinter bezeichnet und je nach der Zusammensetzung als Phosphor- und als Arseneisensinter unterschieden. *Phosphoreisensinter* (Diadochit). Braun bis gelb. H. = 2½—3. G. = 1,9—2,0. Die Schwefelsäure wird durch kochendes Wasser ausgezogen. Gräfenthal und Saalfeld im östlichen Thüringen im Alaunschiefer; in den Steinkohlengruben von Zabrze in Oberschlesien und in den Anthracitgruben von Peychagnard, Dep. Isère; bei Argenteau in Belgien gelblichweiße, außen erdige Knollen (*Destinerzit*). *Arseneisensinter* (Pittizit). Die entsprechenden Arseniate und nur durch die *As*-Probe sicher zu unterscheiden. Auch hier wird die Schwefelsäure durch kochendes Wasser ausgezogen. G. = 2,3—2,5, etwas höher, als vorhin. Freiberg in Sachsen, zuweilen noch weich; am Graul bei Schwarzenberg im Erzgebirge; bei Gastein. Hierzu gehört auch das *Gänseköthigerz* (Ganomatit), ähnlich dem Pittizit zusammengesetzt, aber auch noch Silber, Blei und Sb_2O_5 enthaltend. Es ist ein anfänglich weiches Zersetzungsprodukt von Arsenkies in Gegenwart von Silber- und Bleierzen, das zu dünnen traubigen, glas- bis fettglänzenden, grünlichgelben bis bräunlichen Krusten auf Arsen, Rotgiltigerz, Bleiglanz etc. erstarrt. Andreasberg im Harz, Joachimstal im Erzgebirge, Schemnitz in Ungarn, Allemont in Frankreich etc. Frei von Schwefelsäure ist der *weiße Eisensinter* vom Tiefen Fürstenstollen bei Freiberg, von der Zusammensetzung des Kakoxen, aber As_2O_5 statt P_2O_5; ebenso der schon oben erwähnte, den Beryll von Nertschinsk begleitende *Arseniksinter* (pag. 824 beim Skorodit), sowie der *Picit* (pag. 825).

XI. Klasse.

Wolframiate und Molybdate.

Isodimorphe Reihe des Wolframit und Scheelit.

Neutrale Wolframiate und Molybdate zweiwertiger Metalle (*Ca*, *Fe*, *Mn*, *Pb*), teils monoklin (Wolframitreihe), teils quadratisch, und zwar pyramidal-hemiedrisch (Scheelitreihe), doch ist noch nicht bei allen hierhergehörigen Mineralien die Hemiedrie sicher nachgewiesen.

Isomorphe Reihe des Wolframit.

Monoklin.	$a:b:c$	β
Ferberit: $FeWO_4$;	0,8299 : 1 : 0,8463;	90° 20′.
Wolframit: $(Fe, Mn)WO_4$;	0,8300 : 1 : 0,8678;	90° 38′.
Hübnerit: $MnWO_4$;	0,8362 : 1 : 0,8668;	90° 52′.
Raspit: $PbWO_4$;	?	

Isomorphe Reihe des Scheelit.

Quadratisch, pyramidal-hemiedrisch.	$a:c$
Reinit: $FeWO_4$;	1 : 1,28 ca.
Scheelit: $CaWO_4$;	1 : 1,5356.
Scheelbleierz: $PbWO_4$;	1 : 1,567.
Gelbbleierz: $PbMoO_4$;	1 : 1,5771.
Powellit: $CaMoO_4$;	1 : 1,5445.

In beiden Reihen treten die Verbindungen $FeWO_4$ und $PbWO_4$ auf, doch sind die Formen des Raspit und das Reinit noch nicht vollkommen sicher bekannt.

Wolframitreihe.

Wolframit (Wolfram).

Eine isomorphe Mischung von $FeWO_4$ und $MnWO_4$, also $(Fe, Mn)WO_4$, bald Fe, bald Mn überwiegend; FeO geht von 2—19, MnO von 22—6%; ein manganreicher W. von Schlaggenwald im Erzgebirge mit 5—7 FeO 20—23 MnO ist *Megabasit* genannt worden; der WO_3-Gehalt schwankt um 75%. Zuweilen etwas CaO, Ta_2O_5, Nb_2O_5 etc.

Monoklin, Achsenverhältnis oben; früher für rhombisch gehalten. $M = \infty P$ (110); $M/M = 100°\ 37'$; dazu häufig ein anderes Prisma: $b = \infty \bar{P}2$ (210); die Querfläche $r = \infty \bar{P}\infty$ (100) fehlt selten; sie und die Prismenflächen sind deutlich vertikal gestreift. Fast nie findet sich die Längsfläche als Abstumpfung der seitlichen Kanten M/M; in ihrer Richtung geht aber eine sehr vollkommene Spaltbarkeit, so daß sie wenigstens als Blätterbruch häufig vorhanden ist. Von Endflächen finden sich vielfach: $P = -\frac{1}{2}\bar{P}\infty$ (102), meist vorwiegend über die anderen, $r/P = 118°\ 6'$; $n = \frac{1}{2}\bar{P}\infty$ ($\bar{1}02$), $r/n = 117°\ 6'$; $u = \bar{P}\infty$ (011), $u/M = 115°\ 9'$ vorn und $= 114°\ 20'$ hinten; $s = -2\bar{P}2$ (121), die Kante M/u abstumpfend (Fig. 628); die Kante s/P wird selten noch durch eine schmale Fläche $a = -P$ (111) abgestumpft. Zwillinge nach r nicht selten; beide Flächen u und $\underline{u}$ fallen fast genau in eine Ebene, die Flächen P und $\underline{P}$ machen oben einen einspringenden Winkel, dessen Kante ∥ der Achse b (Fig. 629, wo r statt b zu setzen ist). Seltener Kniezwillinge nach $\frac{2}{3}\bar{P}\infty$ (023), bei denen beide Flächen r

Fig. 628.

Fig. 629.

und $\underline{r}$ beinahe genau in einer Ebene liegen und die Achsen *c*, sowie die Streifen auf *r*, *b*, *M* sich unter 119° 54′ schneiden. Die Krystalle sind nicht selten schalig gebaut.

Spröde; H. = 5—5½. G. = 7,14—7,54, abhängig vom *MnO*-Gehalte, der das spez. Gewicht erniedrigt. Metallisch glänzend; nur in sehr dünnen Schichten rotbraun durchscheinend bis durchsichtig; dickere Stücke sind pechschwarz mit schwarzem bis dunkelrotbraunem Strich, je nach dem *Fe* oder *Mn* vorwiegt. Opt. A. E. *ac*; M. L. macht mit *c* einen Winkel von 19—20°. V. d. L. schwer zu einer schwarzen magnetischen Perle schmelzbar. Von Säuren in der Wärme zersetzt; mit *HCl* bleibt ein gelber in Ammoniak löslicher Rückstand von WO_3; mit konz. H_2SO_4 wird das Pulver beim Erwärmen blau.

Die Krystalle sind meist kurzprismenförmig, selten dünne Nadeln zuweilen sind sie nach *r* dick tafelförmig, oder sie bilden ganz dünne Plättchen (im Trachyt von Felsöbanya); krystallinisch-strahlige Aggregate sind ebenfalls nicht selten. Die Hauptfundstätten sind die Zinnerzlager im Erzgebirge und in Cornwall; ohne Zinnstein auf den Bleierzgängen von Neudorf am Harz und in Sardinien; im Granit von Limoges in Frankreich; Grube Bajewsk bei Kamensk (der einzige durchsichtige W., der bis jetzt bekannt ist und an dem alle optischen Untersuchungen angestellt sind); bei Nertschinsk in Sibirien; Monroe in Connecticut; Süd-Dakota; Bolivia an mehreren Orten; in Menge in der Sierra de Cordoba in Argentinien auf Gängen in krystallinischen Schiefern. Durch Verwitterung desselben bildet sich Scheelit, Wolframocker etc.; umgekehrt ist er aber auch als Umwandlungsprodukt des Scheelits und als Pseudomorphose nach Scheelit bekannt, z. B. von Lostwithiel in Cornwall (sog. *Aikinit*) und von Trumbull, Connecticut. Der Wolframit ist das verbreitetste und das am massenhaftesten vorkommende wolframhaltige Mineral. (Des Cloizeaux, Ann. chim. phys. 4. Ser. Bd. XVIII., 1869; Krenner, Tschermak, Min. Mittlgn. 1875; Groth, Pogg. Ann. 149, pag. 235; Seligmann, Ztschr. f. Kryst. XI., 1886, pag. 349).

Hübnerit. Der reine *Fe*-freie Manganwolframit. Braunrot bis schwarz, dunkelrot durchscheinend. Von Nevada, Colorado und Arizona auf Quarzgängen im Granit. G. = 7,177.

Ferberit. Fast reiner Eisenwolframit. Bildet derbe, wolframitähnliche, länglicht-körnige Aggregate, schwarz mit schwarzbraunem bis schwarzem Strich; aus der Sierra Almagrera in Spanien und Süd-Dakota.

Dieselbe Zusammensetzung hat der

Reinit. $FeWO_4$, schwarz, halbmetallisch, aus Japan, der aber quadratisch ist. Die Winkel sehr ähnlich denen des Rutils und von denen des Scheelits verschieden. Aber die krystallographischen Verhältnisse sind noch wenig genau bekannt, da bisher nur Krystalle mit nicht gut meßbaren, matten Flächen bekannt geworden sind. Daher wird der R. doch wohl mit Scheelit isomorph sein.

Raspit. $PbWO_4$ in monokliner Form von Broken Hill, Neu-Süd-Wales. Die Formen der Krystalle sind sehr einfach, aber der, allerdings wahrscheinliche, Isomor-

phismus mit Wolframit ist noch nicht bestimmt nachgewiesen. Durchsichtige, braungelbe, diamantglänzende Kryställchen mit sehr hohem Brechungskoeffizienten (= 2,6 ca.) und — M. L. sitzen auf einer derben Kruste derselben Substanz.

Scheelitreihe.

In der Krystallform steht sehr nahe der Fergusonit: $Y(Nb, Ta)O_4$ und der Romeït: $CaSb_2O_4$.

Scheelit (Tungstein, Scheelspat, Schwerstein).

$CaWO_4$, 19,45 CaO, 80,55 WO_4, zuweilen mit etwas MoO_3.

Quadratisch, und zwar pyramidal-hemiedrisch; $a : c = 1 : 0{,}5356$. Hauptoktaeder $P = P(111)$; $P/P = 130^\circ 33'$ (S. K.); $= 100^\circ 4'$ (E. K.) und nächstes stumpferes *O.*: $e = P\infty$ (101); $e/e = 113^\circ 52'$ (S. K.). Letzteres ist meist herrschend (Fig. 630, 631, 633), selten ersteres (Fig. 632), zuweilen begrenzt P allerdings die Krystalle auch allein. Das stumpfe Oktaeder $d = \frac{1}{5}P\infty$ (105) schärft die E. E. von e zu (Fig. 630); $d/e = 140^\circ 8'$. Die Basis $c = 0P$ (001) ist meist klein (Fig. 632), aber

Fig. 630. Fig. 631. Fig. 632. Fig. 633.

auch zuweilen so ausgedehnt, daß niedere Tafeln entstehen (Fig. 631). Besonders interessant sind aber die hemiedrischen Oktaeder von Zwischenstellung, von denen $h = \frac{P3}{2}$ (313) und $s = \frac{3P3}{2}$ (131) die häufigsten sind. h stumpft die Kante P/e ab und auf der anderen Seite von P liegt s in der Zone $[ehP]$ (Fig. 633). $P/h = 155^\circ 39'$ und $P/s = 151^\circ 39'$. Nicht selten ist h oder s allein neben P und e; oft e in der Richtung der Kante e/s gestreift. Zuweilen sind neben h und s auch noch die anderen Hälften der betr. Dioktaeder, h' und s' ausgebildet, diese Flächen sind aber dann von denen von h und s verschieden. Prismen sind selten. Zwillinge mit parallelen Achsen nicht ungewöhnlich, zuweilen sind beide Individuen durcheinandergewachsen, so daß die Flächen s an den S. K. einspringende Winkel bilden und auf e eine federartige Streifung nach e/s längs der Zwillingsgrenze entsteht.

Deutliche Bl. Br. nach e, weniger deutliche nach P und c; Bruch muschlig. H. = $4\frac{1}{2}$—5. G. = 5,9—6,1. Durchsichtig bis durchscheinend; fetter Glasglanz; weiß, gelb, rot, braun, selten ganz farblos

oder grün. + D. Br. V. d. L. schwierig schmelzbar. Durch *HCl* unter Hinterlassung gelber, in Ammoniak löslicher WO_3 löslich; die Lösung in *HCl* wird durch Erwärmen mit Zinn blau.

Meist kleineKrystalle in Drusen, häufig auf Quarz, auf Zinnerzlagerstätten mit Wolframit, aus dem er durch Umwandlung entsteht und nach dem er zuweilen Pseudomorphosen bildet; so bei Zinnwald (kleine braune Krystalle) und Schlaggenwald (größere weiße Krystalle) im Erzgebirge, in Cornwall (z. B. bei Lostwithiel) und Devonshire (z. B. bei Tavistock); massenhaft auf den Zinnerzgruben von Monroe in Connecticut. Außer Verbindung mit Zinnstein auf den Bleierzgängen von Neudorf bei Harzgerode und von Carrock Fells in Cumberland und auf den Eisenerzlagerstätten von Framont in den Vogesen, sowie auf der Magneteisenlagerstätte von Traversella in Piemont. Im Kalk der krystallinischen Schiefer, auf Drusen im Riesengrund am Fuße der Schneekoppe und ähnlich bei Fürstenberg in Sachsen mit Flußspat. Eingewachsen im Chlorit- und Talkschiefer bei Traversella, große meist nur von *e* begrenzte gelbbraune Krystalle.

(Max Bauer, Württemb. Jahreshefte 1871.)

Cuproscheelit mit 6,8 CuO von La Paz in Niederkalifornien. Der *Cuprotungstit* aus der Gegend von Santiago in Chile soll reines $CuWO_4$ sein. Beide grün.

Scheelbleierz (Stolzit). $PbWO_4$. Kleine, meist undeutlich ausgebildete, spießige, zu Gruppen vereinigte, kleine fettglänzende, braune Krystalle auf Quarz. H. = 3. G. = 7,8—8,2. Zinnwald. Brasilien, wulfenitähnliche Krystalle (vergl. Raspit, pag. 830).

Powellit. $CaMoO_4$ mit etwas WO_3. Quadratische und zuweilen deutlich hemiedrische, kleine, pyramidale, grünlichgelbe Kryställchen vom westlichen Idaho und aus Michigan.

Belonosit. Weiße, quadratische Nadeln aus einem Einschluß in der Vesuvlava von 1872 soll $MgMoO_4$ sein.

Gelbbleierz (Wulfenit, Molybdänbleierz, Molybdänbleispat).

$PbMoO_4$, 61,4 PbO, 38,6 MoO_3; zuweilen etwas CrO_3 (*Chrommolybdänbleierz*) und V_2O_5. Das G. von Kreuth in Kärnten und ein solches aus dem Altai enthalten CaO, es sind also isomorphe Mischungen von $PbMoO_4$ und $CaMoO_4$. Quadratisch und vielfach ausgezeichnet hemiedrisch und zuweilen auch hemimorph. $a:c = 1:1,5771$. $P = P$ (111); $P/P = 131^\circ\ 43'$, (S. K.); $m = \infty P$ (110); $c = 0P$ (001); (Fig. 634); auch niedere Oktaeder: $b = \frac{1}{3}P$ (113); $e = P\infty$ (101), das nächste stumpfere zu P; und $d = \frac{2}{3}P\infty$ (203), das nächste schärfere zu b (Fig. 635); ferner c, b und $r = \infty P2$ (210) (Fig. 636); c, b und $o = \frac{1}{2}P\infty$ (Fig. 637). Beim G. sind es hauptsächlich die achtseitigen Prismen, welche hemiedrisch auftreten, z. B. in Fig. 638 : $r = \frac{\infty P2}{2}$ (210)

neben P, und andere. Häufig sehr dünne Plättchen nach der Basis mit verschiedener randlicher Begrenzung (Fig. 636 und 637); vielfach auch mehr oder weniger spitzpyramidale Ausbildung (Fig. 635 und 638). Manchmal auch kurz säulenförmig, ähnlich Fig. 634, aber das Prisma m etwas verlängert und die Oktaederflächen schmal. Nach P ziemlich deutlich spaltbar; Bruch muschlig bis uneben; spröde ins Milde; H. = 3. G. = 6,3—6,9. Durchsichtig bis durchscheinend; fettartig diamantglänzend; grau und gelb in verschiedenen Nüancen, auch rot. — D. Br. stark, ebenso sehr starke Lichtbrechung. $\omega = 2{,}402$, $\varepsilon = 2{,}304$ für Rot. V. d. L. heftig zerknisternd und leicht schmelzbar und auf Kohle zu Blei reduziert. Von Säuren zersetzt. Mit H_2SO_4 erhält man auf Zusatz von Alkohol eine blaue Lösung.

Fig. 634. Fig. 635. Fig. 636. Fig. 637. Fig. 638.

Vollkommen ausgebildete, auf- und eingewachsene Krystalle, die vielfach zu lockeren, löcherigen Aggregaten verwachsen sind, sowie derbe, körnige Massen zuweilen in Form krystallinischer Überzüge. Hauptsächlich, aber verhältnismäßig sparsam, auf Bleierzlagerstätten, wo das G. durch Zersetzung des Bleiglanzes entsteht, nach dem es zuweilen Pseudomorphosen bildet. Bleiberg in Kärnten, schöne gelbe Krystalle stets aufgewachsen, und Schwarzenbach bei Bleiberg, hier die gelben Krystalle in einer tonigen Gangmasse eingewachsen. Ausgezeichnete gelbe Krystalle auch von der Grube Tecomah in Utah, ebenso bei Přibram in Böhmen graue (früher fälschlich für Scheelbleierz gehalten). Derbe gelbe Massen bei Garmisch unweit Partenkirchen in den bayrischen Alpen im Kalk. Rote Krystalle von Rezbanya im Banat, aus der Kirgisensteppe, aus Yuma Co., Arizona und von Phönixville in Pennsylvania, letztere etwas CrO_3 enthaltend, doch scheint der Chromgehalt nicht die Ursache der roten Färbung zu sein, da andere rote Krystalle ganz frei davon sind. (Koch, Ztschr. f. Kryst. Bd. VI, 1882, pag. 380.)

Eosit. Dunkel morgenrote, quadratische Kryställchen von molybdänsaurem und vanadinsaurem Blei. $a : c = 1 : 1{,}376$; auf Pyromorphit und Weißbleierz bei Leadhills in Cumberland.

Paterait. Soll $CoMoO_4$ sein, ist aber sehr unrein. Derb, schwarz, von Joachimsthal in Böhmen.

Reinit, siehe oben pag. 830.

Romëit. Vielleicht $CaSb_2O_4$. Kleine quadratische, oktaedrische **Kryställchen** in der Form dem Scheelit und dem Fergusonit sehr nahe stehend. **Honiggelb bis** hyacinthrot. Ritzt Glas. St. Marcel in Piemont.

XII. Klasse.

Chromate, Jodate und Tellurate.

Rotbleierz (Krokoit, Kallochrom, Chrombleierz).

$PbCrO_4 = PbO \cdot CrO_3$; 69,04 PbO, 30,96 CrO_3. Monoklin; $a:b:c = 0{,}9603:1:0{,}9158$; $\beta = 102^0\ 33'$. Das Vertikalprisma: $m = \infty P$ (110), $m/m = 93^0\ 42'$ (vorn) und die vordere Hemipyramide $t = -P$ (111), $t/t = 119^0\ 12'$, $m/t = 146^0\ 3'$ begrenzen häufig die Krystalle allein (Fig. 639); sie fehlen wohl selten an einem Krystall, vielfach treten aber andere Flächen noch dazu, so die steile hintere Schiefendfläche $l = 4P\infty$ ($\bar{4}01$) (Fig. 640) oder $x = 3P\infty$ ($\bar{3}01$) oder beide; t und l sind häufig sehr ausgedehnt. Abstumpfungen der Prismenkanten m/m sind selten, Zuschärfungen sind häufiger, so diejenige der scharfen Kante durch $f = \infty P2$ (120), $f/f = 56^0\ 8'$ (vorn) (Fig. 640), welches zuweilen auch als einziges Prisma statt m auftritt. Flächenreich sind die Krystalle selten, doch sind sehr viele einfache Formen bekannt. Nach m ziemlich deutlich blättrig; Bruch muschlig; milde. H. = 2½—3. G. = 5,9 bis 6,0. Gelbrot mit rötlichgelbem Strich, stark pleochroitisch. Durchscheinend bis durchsichtig; diamantglänzend. Opt. A. E. ‖ ac; + M. L. fast genau ‖ c, nur 5½° gegen die Vertikalachse nach vorn geneigt. Sehr starke Lichtbrechung; $\beta = 2{,}42$ (rot). V. d. L. stark dekrepitierend und unter Detonation Pb-Kügelchen ausscheidend. Von Säuren zersetzt, in Kalilauge löslich. Aufgewachsene, kleine, prismenförmige, bis nadelförmige, längsgestreifte Krystalle auf Quarzgängen mit Bleiglanz: im verwitterten Granit bei Beresowsk im Ural und im Talkschiefer in Minas Geraes in Brasilien; auch von der Insel Luzon; große Krystalle in Tasmanien. (Dauber, Sitzgsbr. Wiener Akad., Bd. 42, 1860, Hessenberg, Min. Notizen, Abhandlgn. Senkenb. Ges. III., 1860; Bärwald, Ztschr. f. Kryst., Bd. VII., 1882, 170.)

Fig. 639. Fig. 640.

Melanochroit (Phönicit, Phönikochroit). $Pb_3Cr_2O_9 = 3PbO \cdot 2CrO_4$. Vermutlich rhombische, kleine, rechtwinklig tafelförmige Krystalle bilden fächerartige Gruppen oder sind zu zelligen Aggregaten unregelmäßig verwachsen; meist derbe Massen, dunkelrot mit hellerem Strich. Auf Bleiglanz und von Rotbleierz begleitet und häufig überwachsen bei Beresowsk.

Vauquelinit. Ein 10—11% CuO enthaltendes Bleichromat, vielleicht ein Cu-haltiger Melanochroit; zeisiggrüne derbe nierige Krusten von Beresowsk. Mit Pyromorphit verunreinigt, daher früher für P_2O_5-haltig angesehen (*Phosphorchromit, Chromphosphorkupferbleispat*). Sehr selten.

Laxmannit. Chromophosphat von Cu und Pb. Dunkelgrüne, monokline, taflige Kryställchen auf dem Vauquelinit von Beresowsk, früher für V.-Krystalle gehalten; auch erdiges Pulver. Begleitet auch das Rotbleierz in Brasilien.

Beresowit enthält $PbCO_3$ neben $PbCrO_4$, mit Melanochroit. *Jossait*, gelb, soll ein Zinkbleichromat sein. Beide Beresowsk.

Tarapacait. K_2CrO_4. Gelbe Körnchen im Natronsalpeter in Chile; färbt zuweilen den Salpeter gelb.

Ein *Jodat* neben einem Chromat enthält

Dietzeït. $8CaCrO_4 . 7CaJ_2O_6$. Parallelfasrige und -stenglige Aggregate, dunkelgoldgelb, im Salpeter der Wüste Atacama, Chile. Hieran schließt sich das

Jodat:

Lautarit. $CaJ_2O_6 = CaO . J_2O_5$ mit 85,64 J_2O_5, das einzige reine natürliche Jodat. Farblose bis gelbliche, monokline Krystalle, bis 20 g schwer; in H_2O schwierig, in HCl leicht unter Cl-Entwicklung löslich. Im Salpeter der Wüste Atacama, besonders bei der Oficina Lautaro.

Das einzige bekannte *Tellurat* ist der

Montanit. $Bi_2O_3 . TeO_3 . 2H_2O$. Erdige, matte oder wachsartige, gelblichweiße Substanz auf Tellurwismut, durch dessen Zersetzung er sich gebildet hat. Montana, Nordkarolina.

Verbindungen der tellurigen Säure sind:

Magnolith. $Hg_2TeO_4 = 4HgO . TeO_2$. Weiße Nädelchen und Fäserchen auf Tellurquecksilber von Colorado.

Durdenit (Ferrotellurit). $Fe_2O_3 . 3TeO_2 . 4H_2O$. Grünlichgelbe, zerreibliche Wärzchen auf ged. Tellur in Honduras.

(Verbindungen der selenigen Säure, siehe Chalkomenit etc., pag. 608.)

XIII. Klasse.

Sulfate.

a) Wasserfreie Sulfate.

Alkalisulfate und Doppelsalze derselben.

Glaserit (Aphthalose). $(K, Na)_2SO_4$, meist K_2O überwiegend. Rhomboedrisch; $a : c = 1 : 1,2879$. Ziemlich deutlich rhomboedrisch spaltbar. Farblos, glasglänzend, durchscheinend bis durchsichtig. + D. Br. In H_2O löslich. Kleine Krystalle, einzeln oder in Gruppen, mit Steinsalz in Astrakanit von Staßfurt, Westeregeln etc., und im Steinsalz von Racalmuto bei Girgenti in Sicilien; krystal-

linische Krusten auf Vesuvlaven. (Bücking, Zeitschr. f. Kryst. XV, 1889, pag. 561; Strüver, Rendic. Accad. Lincei Bd. 5, 1889, pag. 750.)

Thenardit. Na_2SO_4. Rhombisch. Spitze Pyramiden, vielfach zu Gruppen verbunden. Wasserhell, durch Aufnahme von H_2O aus der Luft von außen trübe werdend und zerfallend. In H_2O löslich. Bei Espartinas unweit Aranjuez in Spanien im Steinsalzgebirge im Sommer, aus der Soole ausgeschieden, in Form von Krystallen, Krystallgruppen und krystallinischen Krusten; ähnliche Bildungen in den Soda- und Boraxseen in Kalifornien, Nevada und Arizona, am Balkaschsee in Sibirien und bei Schemacha im Kaukasus; in den Salpeterlagern im nördlichen Chile in Menge. (Bärwald, Zeitschr. f. Kryst. VI, 1882, pag. 36; Mügge, N. Jahrb. f. Min. etc. 1884, II, pag. 1.) Th. ist isomorph mit Arcanit und Mascagnin.

Das rhombische Kaliumsulfat, ebenso rhombische isomorphe Mischungen desselben mit Natriumsulfat (sog. *Arcanit*), die künstlich erhalten werden können, sind von natürlicher Entstehung noch nicht bekannt geworden, wenigstens noch nicht mit Sicherheit.

Mascagnin. $(NH_4)_2SO_4$. Erdige Anflüge und stalaktitische Bildungen auf Ätna- und Vesuvlaven. Nach künstlichen Krystallen mit Arcanit und Thenardit isomorph. Dies gilt auch für den Tarapacait (pag. 835).

Misenit. Soll $HKSO_4$ sein. Ausblühungen weißer, seidenglänzender Fasern im vulkanischen Tuff in der Grotte vom Kap Miseno bei Neapel.

Hanksit. $4Na_2SO_4 . Na_2CO_3$. Hexagonal; $a : c = 1 : 1{,}0056$. Zuweilen quarzähnliche Krystalle, 1 cm lang und dick; auch Gruppen tafelförmiger Individuen. Farblos ins Gelbe; durchsichtig bis durchscheinend. — D. Br. In H_2O leicht löslich. Mit Steinsalz, Glauberit, Thenardit etc. auskrystallisiert aus dem Borax Lake, San Bernardino County, Kalifornien; bildet dort zuweilen die Unterlage der Sulfohalitkrystalle.

Glauberit (Brongniartin).

$Na_2SO_4 . CaSO_4$, ersterer Bestandteil, 51%, durch H_2O ausziehbar, so daß Gips zurückbleibt. Schmeckt daher salzig bitter. Monokline flach tafelförmige Krystalle (Fig. 641): $M = \infty P\ (110)$, $M/M = 83^\circ\ 2'$ (vorn); $f = -P\ (111)$; $P = 0P\ (001)$; $P/M = 104^\circ\ 30'$; $P/f = 147^\circ\ 31'$. $a : b : c = 1{,}2199 : 1 : 1{,}0275$; $\beta = 112^\circ\ 11'$. Vollkommen spaltbar nach P. H. $= 2\frac{1}{2}$—3; G. $=$ 2,7—2,8. Farblos, weiß, grau, gelb, rot. Fettiger Glasglanz. Durchsichtig bis durchscheinend, wird an feuchter Luft trübe und bedeckt sich an der Oberfläche mit einem weißen Pulver von Gips. Opt. A. E. $\perp$ zur Sym. Eb. Die — M. L. liegt in der Sym. Eb. im stumpfen Winkel β und macht ca. 8° mit der Normalen von P und ca. 30° mit der Achse c; horizontale Dispersion. $\varrho < v$. $2E$ klein, wird beim Erwärmen kleiner und bei einer bestimmten Temperatur ist der Glauberit für eine bestimmte Farbe einachsig, z. B. bei 46° C. für gelb. Von da an ist die A. E. bei weiterem Erwärmen $\parallel$ der Sym. Eb., die Dispersion wird geneigt und $\varrho > v$, und $2E$ nimmt wieder zu. V. d. L. zerknisternd und leicht schmelzbar.

Fig. 641.

Im Salzlager von Villarubia in Spanien findet man besonders schöne Krystalle; meist derb zu Westeregeln bei Staßfurt, Vic in Lothringen, Berchtesgaden, Dürnberg bei Hallein, Ischl; auch in den Steinsalzlagern des Pendschab in Indien (Salt Range), sowie in den Salpeterlagern von Chile. Im Borax Lake in Kalifornien bis 40 Centimeter lange Krystalle. An der Mündung des Flusses Anabara in das Eismeer große, spitz pyramidale Krystalle, die in Aragonit umgewandelt sind. (Laspeyres, Ztschr. f. Kryst. I., 1877; v. Zepharovich, Sitzgsber. Wien. Ak. Bd. 69.)

Vanthoffit. $3Na_2SO_4 . MgSO_4$. Farblos, z. T. perlmutterartig schimmernd; mit unregelmäßigem Bruch und etwas salzigem Geschmack. Mit Langbeinit an der Grenze gegen das Hartsalz unter den Abraumsalzen von Wilhelmshall im Magdeburg-Halberstädter Becken.

Langbeinit. $K_2SO_4 . 2MgSO_4$. Regulär-tetartoedrisch, die Krystalle vorzugsweise Tetraeder, doch auch komplizierte Kombinationen beider T. mit anderen Formen. Meist körnige Aggregate, farblos mit fettigem Glasglanz. G. = 2,83. H. = 3—4. An der Luft leicht durch Wasseraufnahme trübe. In H_2O weniger leicht, rascher in verdünnter Salzsäure löslich. Auf Steinsalzlagerstätten in der Region der Abraumsalze: Westeregeln und Neustaßfurt, Solvayhall bei Bernburg, Thiederhall bei Braunschweig, hier in großen Massen im Steinsalz. Auch in den Mayo Salt Mines in der Saltrange im Pendschab (Indien).

Sulfate zweiwertiger Metalle.

Isomorphe Reihe des Schwerspats.

$RSO_4 . R = Ba, Sr, Pb, Ca$ (?), rhombisch.

	Schwerspat: $BaSO_4$;	$a : b : c = 0{,}8152 : 1 : 1{,}3136$.
	Cölestin: $SrSO_4$;	$= 0{,}7789 : 1 : 1{,}2800$.
	Barytocölestin: $(Ba, Sr)SO_4$;	$= 0{,}8132 : 1 : 1{,}3123$.
	Vitriolblei: $PbSO_4$;	$= 0{,}7852 : 1 : 1{,}2894$.
Vergl. auch:	Selenbleispat: $PbSeO_4$;	
	Zinkosit: $ZnSO_4$ und	
	Hydrocyan: $CuSO_4$.	
Ferner:	Anhydrit: $CaSO_4$;	$= 0{,}8932 : 1 : 1{,}0007$.

Ob letzteres Mineral in die Schwerspatreihe gehört, ist mindestens zweifelhaft. Wie diese ist der Anhydrit zwar rhombisch, hat aber ganz andere Blätterbrüche und eine ganz andere Formenentwicklung. Es ist kein Achsensystem vorhanden, auf welches man die Anhydritformen beziehen kann und das den Achsen der Mineralien der Schwerspatreihe so nahe steht, wie dies sonst bei Achsen isomorpher Substanzen der Fall ist. Dagegen findet man in jenen Mineralien häufig *Ca*, was wohl unzweifelhaft als eine isomorphe Beimischung von $CaSO_4$ gedeutet werden muß, vielleicht aber mit einem Dimorphismus dieser letzteren Substanz zusammenhängt. Das hier angegebene Achsensystem, das noch am ehesten eine Vergleichung mit den Achsen des Schwerspats ermöglicht, gilt für die Annahme, daß die Fläche *s* (pag. 846 Fig. 657) des Anhydrits als $P\breve{\infty}$ (011) und *T* als Basis $0P$ (001) angenommen wird. Bei der Beschreibung des Minerals auf pag. 846 wurde aber eine andere Annahme gemacht, welche aus Fig. 657 ersichtlich ist.

Schwerspat (Baryt).

$BaSO_4$; 65,68 BaO, 34,32 SO_3; häufig etwas SrO (bis 15 %, Görzig im Anhaltischen, was zum Barytocölestin führt); etwas CaO (bis 6 %

im *Kalkbaryt* oder krummschaligen Schwerspat mit nierenförmiger Oberfläche, leicht verwitternd, von Freiberg und Derbyshire; **auch** in dem früher für rhomboedrisch gehaltenen *Dreelit* von La Nussière bei Beaujeu, Dep. Saône et Loire); SrO und CaO im *Calstronbaryt* von Schoharie in New-York; vielfach durch Bitumen braun, besonders der *Hepatit* von Kongsberg und aus den Alaunschiefern von Andrarum in Schonen. Die Krystalle schließen zuweilen sehr viele Sandkörner ein, ähnlich wie der „krystallisierte Sandstein“ von Fontainebleau, pag. 584.

Rhombische Prismen $M = \infty P$ (110), $M/M = 101^\circ\ 40'$, deutlich blättrig; noch vollkommener spaltbar ist die Basis $P = 0P$ (001). M und P bilden häufig niedere Tafeln (Fig. 642) und sogar papierdünne Plättchen; seltener sind die Krystalle nach c verlängert, sog. *Wolnyn* z. B. von Muszay, Rosenau etc. in Ungarn und aus dem Ural.

Fig. 642. Fig. 643. Fig. 644.

Fig. 645. Fig. 646. Fig. 647.

Die scharfe Kante M/M ist zuweilen durch $k = \infty \breve{P} \infty$ (010) (Fig. 643), die stumpfe seltener durch $s = \infty \bar{P} \infty$ (100) abgestumpft. Andere Vertikalprismen als M kommen kaum vor. Vielfach sind die Flächen des Brachydomas $o = \breve{P} \infty$ (011) auf die scharfe, die des Makrodomas $u = \bar{P} \infty$ (101) auf die stumpfe Kante M/M aufgesetzt (Fig. 645); $o/P = 127^\circ\ 18'$, $u/P = 121^\circ\ 49'$; noch häufiger als u sitzen aber auf dieser stumpfen Kante die Flächen $d = \frac{1}{2} \bar{P} \infty$ (102), $d/P = 141^\circ\ 8'$ (Fig. 646, 647); dieses Doma bildet zuweilen mit dem Brachydoma o allein ein Oblongoktaeder, dessen Flächen o, seltener d stark verlängert sind (Fig. 644) und dessen obere Ecke resp. die obere Kante o/o oder d/d meist durch die Basis P abgestumpft ist; o und d unterscheiden sich an einem solchen Krystall leicht daran, daß die seitliche Kante $o/o = 105^\circ\ 24'$ viel stumpfer ist, als $d/d = 77^\circ\ 44'$. Die Seitenecken dieses Oblongoktaeders werden durch die Prismenflächen M, ev. durch die diesen entsprechenden Bl. Br. abgestumpft, wie die punktierten Linien in Fig. 644 zeigen; auf den Flächen M machen die beiden Kanten d/M einen spitzeren Winkel miteinander, als die beiden

Kanten o/M. Ein anderes Oblongoktaeder bilden zuweilen *d* und *M*. Nicht selten ist *d* neben *u* vorhanden, aber auch noch andere Makrodomen kommen vor, z. B. das stumpfere $l = \frac{1}{4}\bar{P}\bar{\infty}$ (104), $P/l = 158^0\ 4'$ (Fig. 643) etc. Von Pyramiden ist besonders das Hauptoktaeder $z = P$ (111) wichtig, dessen Flächen auf die Prismenflächen *M* gerade aufgesetzt sind (Fig. 646, 647), so daß die S. K. z/z von *M* gerade abgestumpft werden; sehr gewöhnlich bilden die Flächen *z* eine oft nur ganz schmale Abstumpfung der Kante P/M (Fig. 646). Die Flächen des Oktaeders $y = \breve{P}\breve{2}$ (122) stumpfen die Kanten o/z ab etc. Die Kombinationen sind meist einfach, doch sind auch sehr komplizierte nicht ausgeschlossen; die Zahl der einfachen Formen ist sehr groß (etwa 120), die häufigsten von allen sind *M, P, o, d*. Nicht selten werden die Schwerspatkrystalle auch so aufgestellt, daß die Makrodiagonale Vertikalachse wird und umgekehrt, während die Brachydiagonale bleibt; *P* wird dann Brachypinakoid, *M* ein Makrodoma $\bar{P}\bar{\infty}$ (101), dessen scharfe Kante oben liegt, und *d* wird das Vertikalprisma $\infty\breve{P}\breve{2}$ (120) etc. Zwillingsbildung ist ungewöhnlich und nur in Form von polysynthetischen Lamellen bekannt und zwar ungefähr nach $6\bar{P}\bar{\infty}$ (601), sowie nach *M* und *o*, die wohl alle als Gleitflächen, aufzufassen sind; die Zwillingslamellen erzeugen auf den Krystall- und Spaltungsflächen eine charakteristische Streifung.

Die drei oben genannten Bl. Br. nach *P* und *M*, welche sich durch Sprünge meist leicht kenntlich machen, geben Spaltungsstücke von der Form Fig. 642, die sich von den häufig sehr ähnlichen Kalkspatspaltungsstücken leicht durch die geringere Vollkommenheit der Spaltung nach *M*, als nach *P* und durch die zwei rechten Winkel P/M resp. die rechten ebenen Winkel auf *M* unterscheiden. Spröde. H. = 3—3½. G. = 4,3—4,6, bei reinen Stücken 4,482; eines der schwersten, nicht ein schweres Metall enthaltenden Mineralien. Opt. A. E. *ac*, + M. L. *a*, $2E = 63^0$ (r.); die Achsenbilder treten auf der Querfläche auf; $\varrho < \upsilon$. Zuweilen wasserhell durchsichtig, meist aber trübe bis undurchsichtig, nicht selten schichtenförmig verschieden oder ein klarer Kern in einer trüben Hülle, oder umgekehrt etc. Auch sehr häufig, aber selten intensiv und oft nicht ganz gleichmäßig gefärbt, hell- bis dunkelfleischrot, gelb, braun, grau, blau, grün. Zuweilen stark pleochroitisch, bes. die gelben Krystalle von der Auvergne. Glasglanz, zuweilen ins Fettige; auf den Blätterbrüchen, namentlich auf *P* schöner Perlmutterglanz und die Erscheinung des Irisierens. V. d. L. stark zerknisternd und kaum schmelzbar. Färbt die Lötrohrflamme grün. Von HCl und verd. H_2SO_4 nicht angegriffen; feines Pulver von konz. H_2SO_4 in der Wärme gelöst.

Der Schwerspat ist eines der häufigsten Mineralien. Er bildet sehr oft ausgezeichnete Krystalle, auch solche von bedeutender Größe.

Gewöhnlich sind sie zu schönen Drusen vereinigt und dabei zuweilen in besonderer Weise miteinander verbunden, wie z. B. beim „kammförmigen Schwerspat", einem Teil des oben erwähnten krummschaligen von Freiberg, aber auch von anderen Orten, z. B. in dem roten Keupermergel von Süddeutschland etc.; einzelne dünne Tafeln strahlen von einer gemeinsamen geraden Linie fächerförmig aus und bilden nach außen eine rundlich begrenzte Gruppe, in der jede einzelne der stets dünnen, oft papierfeinen Platten von schmalen Facetten begrenzt ist. Selten sind eingewachsene Krystalle, die dann gleichfalls zuweilen charakteristische Gebilde darstellen, wie z. B. die dünnen mit Quarzkörnern imprägnierten Tafeln aus dem Tertiärsand von Rockenberg bei Münzenberg in Hessen, die nach Art der Eisenrosen wie die Rosenblätter um einen gemeinsamen Mittelpunkt sich herumlegen (sog. *Sandrosen*). Am verbreitetsten sind derbe Massen, groß- und grobkrystallinisch und schalig, körnig bis dicht, auch stenglig und fasrig mit radialer, paralleler und unregelmäßiger Anordnung der einzelnen Individuen. Zuweilen erdig (*Schwerspat-* oder *Baryterde*). Hauptvorkommen auf Gängen teils mit Erzen und anderen Mineralien, teils in der Hauptsache für sich allein; selten schichtenförmig oder in Schichtgesteinen eingeschlossen.

Auf Silber-, Blei- und Kupfererzgängen findet sich der Schwerspat meist in schönen Krystalldrusen bei Clausthal und Lauterberg am Harz (hier auch auf der schichtigen Kieslagerstätte des Rammelsbergs bei Goslar), im Siegenschen bei Müsen, Littfeld etc. flächenreiche Krystallle; im Schwarzwald an mehreren Stellen; im Erzgebirge bei Freiberg, Marienberg und an vielen anderen Orten; in Böhmen bei Mies und Přibram; bei Schemnitz, Kapnik und Felsöbanya in Ungarn, hier nicht selten mit Auripigment und Realgar und durch diese gelb und rot gefärbt, sowie mit Antimonglanz, dessen lange Nadeln die Schwerspattafeln durchbohren (das Vorkommen des sog. Wolnyns in Ungarn siehe oben); in England besonders auf den Bleierzgängen von Cornwall, Derbyshire und Cumberland und ebenso in Schottland, z. B. bei Strontian, mit Witherit. Auf Kobalt- und Nickelerzgängen im Zechstein im Mansfeldischen, sowie in Hessen bei Bieber und Riechelsdorf. Auf Kieselzinkerz in Altenberg bei Aachen (*Eggonit*). Mit Eisen- und Manganerzen meist derb. Auf Eisenerzgängen am Iberg bei Grund im Harz, bei Neuenbürg im Schwarzwald etc.; auf Eisensteinlagern bei Neuberg in Steiermark und Hüttenberg in Kärnten; am Giftberg bei Komarow und bei Swarow in Böhmen (hier kleine flächenreiche Kryställchen). Auf Manganerzlagern bei Ilfeld im Harz und Ilmenau in Thüringen. Auf Zinnerzlagerstätten fehlt der Schwerspat durchaus. Außer Verbindung mit Erzen finden sich Krystalle ebenfalls vielfach, so im Innern von Ammoniten und

anderen Petrefakten der schwäbischen Alb etc., in Mandelräumen des Melaphyrs im Nahetal und in Böhmen, im tertiären Sandstein von Münzenberg in Hessen, bei Dufton in Westmoreland, hier ausgezeichnete große Krystalle in einer Höhle, bei Royat in der Auvergne in Frankreich, sowie überall auf Drusenräumen im derben Schwerspat. Dieser erfüllt an zahlreichen Stellen oft weite Spalten, für sich allein oder mit anderen Mineralien, namentlich mit Flußspat; so bei Hartenrod unweit Gladenbach in Hessen, im Schwarzwald, im Thüringer Wald (z. B. bei Brotterode und bei Unterwirbach unweit Rudolstadt, hier der sog. *Allomorphit*), ferner vielorts im Odenwald, im Spessart, in Schlesien etc. Der Schwerspat dieser Gänge ist nicht selten mehr oder weniger vollständig verkieselt und die Krystalle bilden Pseudomorphosen von Quarz nach Schwerspat, so vielfach im Odenwald, z. B. bei Schriesheim unweit Heidelberg. Undeutlich ausgebildete, langgezogene, sehr stark gestreifte, runde, federkieldicke Prismen, oft vielfach durcheinandergewachsen (*Stangenspat* von Freiberg) führen zu dem fasrigen und strahligen Schwerspat; das bekannteste Vorkommen davon ist der sog. *Bologneser Spat*, außen rauhe, rundliche, braune Kugeln und Knollen, im Innern exzentrisch-strahlig oder -fasrig, im Mergel des Mte. Paternò bei Bologna; an diesem ist zuerst die Erscheinung der Phosphoreszenz beobachtet worden. Fasriger Schwerspat bei Dürkheim in der Pfalz, Freiberg in Sachsen, Ruttenberg in Tirol etc.; zuweilen hat der fasrige Schw. nierenförmige Oberfläche, wie der von Durham in England und der von Chaudfontaine bei Lüttich; oder er ist stalaktitisch, wie der braune von Newhaven in Derbyshire, der zugleich parallel mit der nierigen oder zapfenförmigen Oberfläche konzentrisch-schalig ist, und der zu Ornamenten verarbeitet wird. Die derben Massen im körnigen Kalk von Perkins Mill, Templeton, Kanada, sind als *Michel-Levyt* beschrieben worden. Blumigblättrig in weißen, straußartigen Gruppen findet er sich bei Osterode am Harz im schwarzen bituminösen Mergel (*Ährenstein* oder *Straußasbest*); schuppigkörnig zu Peggau in Steiermark; feinkörnig wie Marmor bei Naurod unweit Wiesbaden, bei Aschaffenburg, bei Villarica in Brasilien ein Lager im Gneiß bildend; ebenso, aber fleischrot, bei Riechelsdorf in Hessen; auch vollkommen dicht mit splittrigem Bruch, z. T. mit nieriger Oberfläche im Rammelsberg bei Goslar, auf den Erzlagerstätten von Clausthal und Freiberg, bei Meggen in Westphalen lagerförmig im Devon etc. Dichter Schwerspat bildet das Bindemittel mancher Sandsteine, z. B. bei Münzenberg (siehe oben) und bei Nottingham in England; erdig ist er u. a. bei Freiberg und in Nestern in der westphälischen Kreide gefunden worden. Bildet Pseudomorphosen nach Witherit und Barytocalcit und entsteht zuweilen im großen aus Kalk und Dolomit, z. B. im Zechsteindolomit am Rösteberg bei Grund

im Harz. Als Neubildung in dichten Krusten in den Pumpensätzen von Lauterberg im Harz. Tritt auch zuweilen als Versteinerungsmittel auf. Scheidet sich aus einer Mineralquelle bei Lautenthal im Harz noch jetzt ab.

Wird zu einer weißen Farbe (blanc fixe) und zur Verfälschung von Bleiweiß, Mehl etc. im großen gewonnen und verwendet; auch zur Bereitung anderer *Ba*-Verbindungen, hierzu ist aber wohl Witherit wichtiger. (Helmhacker, Denkschr. Wiener Akad. 1872. Bd. XXXII; Heußer, Pogg. Ann. Bd. 87; Arzruni, Zeitschr. f. Kryst. Bd. I, 1877, pag. 165; Bauer, N. Jahrb. f. Min. etc. 1887, I. 37 u. 1891, I. 250; Trechman, Min. Mag. VII, 1886, 49; Düsing, Zeitschr. f. Kryst. XIV, 1888, 481; Herschenz, Zeitschr. f. allg. Naturw. Bd. 61, 1888, 143; Brunlechner, Min. u. petr. Mittlgn., XII, 1891, 62.)

Cölestin (Schützit).

$SrSO_4$; 56,39 SrO, 43,61 SO_3; zuweilen statt *Sr* etwas *Ca* und *Ba*. Die Krystalle sind gewissen Schwerspatkombinationen sehr ähnlich; eine bei Girgenti häufige Kombination stellt Fig. 648 dar; die Buchstaben haben meist dieselbe Bedeutung wie beim Schwerspat. $M/M = 104^{0}\ 10'$; $o/o = 76^{0}\ 0'$ (oben), $104^{0}\ 0'$ (S. K.); $d/d = 78^{0}\ 49'$ (S. K.). Bl. Br. wie beim Schwerspat, H. = 3—3½. G. = 3,9—4,0. Durchscheinend, seltener durchsichtig; farblos, häufig blau, zuweilen braun, rot, glasglänzend. Opt. A. E. *ac*, + M. L. *a*. $2E = 87^{0}\ 45'$. V. d. L. stark zerknisternd, leichter als Schwerspat schmelzbar; mit Säuren wie Schwerspat. Flammenfärbung rot.

Fig. 648.

Der Cölestin bildet ausgezeichnete farblose Krystalle auf den sicilischen Schwefelgruben, aufgewachsen auf Ton, Schwefel u. a. Mineralien, z, B. bei Girgenti etc., ähnlich in den Schwefellagern von Perticara unweit Rimini; bei Pschow in Oberschlesien auf Spalten im Kalk; ebenso auch bei Rüdersdorf und bei Jühnde unweit Göttingen. In großer Menge fast chemisch rein und z. T. in schönen Krystallen im Zechsteinmergel bei Giershagen unweit Stadtberge in Westphalen und bei Gemböck unweit Corbach in Waldeck; ähnlich bei Bristol in England; große Krystalle bei Mokattam in Ägypten; reichlich in der nordamerikanischen Seenregion (Drummond-Island im Huronsee, Put-in-Bay und Strontian-Island im Eriesee). Auch im Dolomit des Baltschieder Tals bei Visp im Wallis in schönen Krystallen. Selten auf Erzgängen (Scharfenberg in Sachsen, Leogang im Salzburgischen, Herrengrund in Ungarn), sowie in Mandeln vulkanischer Gesteine (Calton Hill bei Edinburg, Montecchio maggiore in Oberitalien). Derb, körnig, zerborstene unreine Knollen bildend, im Gips am Montmartre bei Paris, auf den Rissen dieser Knollen zuweilen deutliche Krystalle. Cölestinkrystalle finden sich in Ammonitenkammern und Hohlräumen anderer Petrefakten, neben solchen von Schwerspat etc. Besonders wichtig

und verbreitet sind blaue parallelfasrige Schnüre im Kalk und Ton, wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Fasergips, so an der Dornburg bei Jena im obersten Buntsandstein, bei Frankstown in Pennsylvania etc. Der C. wird in Massen gewonnen, namentlich auch diese letztere Varietät, und vorzugsweise in der Zuckerfabrikation verwendet. (Auerbach, Sitzgsber. Wiener Akad. 1869, Bd. 59; Arzruni, Zeitschr. deutsch. Geol. Ges. Bd. 24, 1872, 477; Websky, Zeitschr. deutsch. Geol. Ges. IX, 303; Arzruni und Thadeeff, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 25, 1896, pag. 38.)

Barytocölestin. Ist eine isomorphe Mischung von $BaSO_4$ und $SrSO_4$, die Dimensionen der Krystalle liegen zwischen denen des Schwerspats und Cölestins (siehe oben die Tabelle). H. = $2^1/_2$. G. = 4,1—4,2. Krystalle selten, meist radialstrahlige Aggregate im Kalk und Mergel, sowie erdig. Am Greiner in Tirol im Talkschiefer, Binnental im Wallis im Dolomit, Jocketa in Sachsen, Nörten bei Göttingen, Drummond-Insel im Huronsee in Nordamerika etc. (Neminar, Tschermaks Mineralog. Mitt. 1. Ser. Bd. VI, 1876, 59; v. Zepharovich, Sitzgsber. Wiener Akad. Bd. 57.)

Vitriolblei (Anglesit, Bleivitriol).

$PbSO_4$; 73,57 PbO, 26,43 SO_3; häufig fast ohne fremde Beimischungen. Die Krystallisation ist der des Schwerspats sehr ähnlich; M/M = 103° 43'; d/d = 101° 13' und o/o 75° 36', beide oben. Die Fig. 649 bis 655 geben eine Anzahl von Kombinationen, welche z. T.

Fig. 649. Fig. 650. Fig. 651.

Fig. 652. Fig. 653. Fig. 654. Fig. 655.

von solchen des Schwerspats nicht wesentlich verschieden sind (vergl. z. B. Fig. 649 und Fig. 646). Die Flächenbezeichnung ist dieselbe wie dort; in den Figuren sind aber hier die Achsen *b* und die Flächen *o* nach vorn, die Achsen *a* und die Flächen *d* seitwärts gerichtet. Die Zahl der einfachen Krystallformen und die der Kombinationen ist sehr groß. Die Spaltbarkeit nach *M* und *P* ist nicht sehr deutlich; der Bruch ist muschlig. Sehr spröde; H. = 3, G. = 6,12—6,35. Meist durchsichtig und wasserhell, ausgezeichnet diamantglänzend ins

Fette; auch grau, braun, gelb, grün und blau; dann zuweilen weniger vollkommen durchsichtig. Opt. A. E. *ac*, + M. L. *a*; starke Lichtbrechung und Dispersion; $\beta = 1,875$ (r.) und $= 1,882$ (g.) $\varrho < v$. Großer Achsenwinkel. V. d. L. nicht sehr heftig zerknisternd; leicht schmelzbar und auf Kohle zu *Pb* reduziert. Gegen Säuren wie Schwerspat, in Kalilauge löslich.

Der Anglesit findet sich in aufgewachsenen Krystallen mit Bleiglanz, aus welchem er bei der Verwitterung entsteht und auf dessen Hohl- und Drusenräumen er sitzt, am Ausgehenden von Bleierzlagerstätten; er ist begleitet von Weißbleierz und anderen Verwitterungsprodukten des Bleiglanzes, so die herrlichen Krystalle vom Mte. Poni auf der Insel Sardinien. Andere Fundorte sind u. a. Badenweiler im Schwarzwald, Littfeld etc. im Siegenschen, Clausthal im Harz, Schwarzenbach und Bleiberg in Kärnten, Felsöbanya in Ungarn, Dognatzka u. a. O. im Banat, Anglesea in England, Leadhills in Schottland, Beresowsk im Ural, Nertschinsk in Transbaikalien, Phönixville in Pennsylvanien etc., nirgends in großer Menge. In größeren Massen findet sich ein schwarzes erdiges Mineral bei Coquimbo in Chile, das amorphes $PbSO_4$ sein soll. Der Anglesit bildet zuweilen Pseudomorphosen nach Bleiglanz und geht selbst zuweilen unter Beibehaltung der Form in $PbCO_3$ über. (V. v. Lang, Sitzgsber. Wien. Ak. 36, 1859, 241; Krenner, Zeitschr. f. Kryst. I, 1877; Qu. Sella, Acc. dei Lincei. 1879 und N. Jahrb. f. Min. etc. 1880, I. Ref. Arzruni, Zeitschr. f. Kryst. I, 1877, pag. 165.)

Sardinian. Unter diesem Namen ist ein Bleisulfat, $PbSO_4$, von monokliner Krystallform vom Mte. Poni in Sardinien und von Zellerfeld im Harz beschrieben worden, das aber noch sehr unvollkommen bekannt ist.

Selenbleispat (Kerstenit, Glasbachit). $PbSeO_4$. Schwefelgelbe Kügelchen, auch derb, mit einem vollkommenen Blätterbruch, wahrscheinlich isomorph mit Anglesit. Von Tannenglasbach unweit Hildburghausen mit Selenkupferblei, durch dessen Zersetzung er entstanden ist.

Zinkosit. $ZnSO_4$. Weiße oder lichtgelbe und graue, demantglänzende Kryställchen von der Form des Anglesits, mit Zinkblende von der Sierra Almagrera in Spanien.

Hydrocyanit. $CuSO_4$. Blaßgrüne oder himmelblaue, rhombische Kryställchen mit Winkeln und Formen ähnlich denen des Anglesits. Sublimationsprodukt des Vesuvs im Oktober 1868. Hieran schließt sich der

Dolerophanit. Cu_2SO_5. Braune, glänzende, monokline Kryställchen von derselben Vesuveruption. (Vergl. Lanarkit.)

An den Anglesit schließen sich die folgenden seltenen, Bleisulfat enthaltenden Mineralien an, die alle ebenfalls Verwitterungsprodukte des Bleiglanzes sind und mehrfach nebeneinander vorkommen.

Lanarkit (Halbvitriolblei). Pb_2SO_5. Analog Dolerophan und wie dieser in monoklinen Krystallen und vielleicht mit ihm isomorph; auch feinstenglige Aggregate bildend und in einer Richtung vollkommen spaltbar. H. $= 2-2\frac{1}{2}$. Mild, dünne Plättchen biegsam. G. $= 6,8-7,0$. Grünlich-, gelblich-, graulichweiß; diamantartiger Perlmutterglanz. Leadhills in Lanarkshire, Schottland.

Leadhillit (Ternärbleierz).

$4PbO . SO_3 . 2CO_2 . H_2O = PbSO_4 . 2PbCO_3 . Pb(OH)_2$. Monoklin mit pseudohexagonalem Habitus. Krystalle meist tafelförmig nach der vollkommen spaltbaren Basis, auf der die — M. L. nahezu senkrecht ist (M. L. macht ca. 4° mit der Normale zur Basis). A. E. _ zur Symmetrieebene. Achsenwinkel 20° bei 20° C., mit steigender Temperatur abnehmend. $\varrho < v$. Bei 90° entstehen auf Spaltungsplättchen der grünlichen tafelförmigen Krystalle von Leadhills zahlreiche feine Zwillingslamellen und bei 120° entsteht eine hexagonale, opt. einachsige Modifikation (bei den nach der c-Achse prismatischen Krystallen von Leadhills sind diese Zahlen 285—286° und gegen 300°). Selten farblos, meist gelb, grau, grünlich, braun. Durchscheinend bis durchsichtig. Perlmutterglanz auf der Spaltungsfläche, sonst Fettglanz. Mild. H. = $2^1/_2$—3. G. = 6,26—6,55. In HNO_3 unter Aufbrausen teilweise löslich. In Krystallen und derben blättrigen Massen ziemlich verbreitet auf Bleierzlagerstätten, aber überall spärlich. Bei Leadhills in Schottland; bei Matlock in Derbyshire; in den Mendip Hills in Somerset in alten Bleischlacken; bei Iglesias auf Sardinien (*Maxit*), Nertschinsk in Transbaikalien, Missouri und Montana etc. Bildet zuweilen Pseudomorphosen nach Bleiglanz, auch nach Kalkspat. (Laspeyres, Zeitsch. f. Kryst. I, 1877, 194; Mügge, N. Jahrb. f. Min. etc. 1884, I, 66 und 204, Beil.-Bd. XIV, 1901, 259; Artini, Zeitschr. f. Kryst. XX, 1892, 588; Pirsson und Wells, Amer. Journ. Bd. 48, 1894, 219.) *Susannit* vom Susanna-Gang bei Leadhills hat die Zusammensetzung und auch die äußere Beschaffenheit des Leadhillits, ist aber einachsig, indessen wohl nur infolge komplizierter Zwillingsverwachsung, so daß zwischen beiden kein wesentlicher Unterschied besteht.

Caledonit (Halblasurblei).

$5PbSO_4 . 2H_2PbO_2 . 3H_2CuO_2$. Etwas CO_2 kommt von beigemengtem Weißbleierz. Wahrscheinlich nicht konstant zusammengesetzt, sondern eine isomorphe Mischung. Rhombisch nach dem krystallographischen und optischen Verhalten. Grüne, fettglänzende, durchsichtige bis durchscheinende, meist prismatische Krystalle, sehr selten. Leadhills in Lanarkshire, Red-Gill in Cumberland, Rezbanya in Ungarn, Iglesias in Sardinien, Beresowsk im Ural. (Busz, N. Jahrb. f. Min. etc. 1895, I, 113.)

Linarit (Bleilasur). $PbCuSO_5 . H_2O$. Kleine monokline, flächenreiche, nach mehreren Richtungen vollkommen spaltbare, lasurblaue, demantglänzende, durchsichtige bis durchscheinende Kryställchen von Linares in Spanien, Leadhills in Schottland, Beresowsk im Ural etc., überall selten. G. = 5,30—5,40. H. = $2^1/_2$—3.

Arzrunit. Ein chlorhaltiges Kupfer- und Bleisulfat, das auf einer Kupfergrube bei Challacollo, Prov. Tarapaca, Chile, aus rhombischen Kryställchen bestehende, blaugrüne Überzüge bildet.

Anhydrit (Muriacit, Karstenit).

$CaSO_4$; 41,18 CaO, 58,82 SO_3; zuweilen durch organische Substanzen verunreinigt. Rhombisch, aber krystallographisch noch nicht genügend bekannt und wohl nicht mit Schwerspat etc. isomorph (vgl. pag. 837). Die kleinen Krystalle aus dem Kieserit von Staßfurt haben die Form Fig. 656 (Staßfurter Typus): $s = \infty P$ (110); $s/s = 90^\circ 4'$; die Flächen sind stark vertikal gestreift und an der vorderen Kante gehen sie durch allmähliche Rundung ineinander über; zuweilen ist auch eine rundliche Querfläche und ein Prisma $\infty P\frac{5}{3}$ (530) vorhanden,

welche ebenfalls Vertikalstreifung zeigen. $r = P\breve{\infty}$ (011), $r/r = 96^\circ 30'$ (oben), ebenfalls gestreift nach der Kante r/r, in welcher Richtung die Krystalle gestreckt zu sein pflegen, dazu kommen zuweilen noch andere Brachydomen. Bei Aussee wurde u. a. der Fig. 657 abgebildete Krystall gefunden (alpiner Typus): es herrschen die drei aufeinander senkrechten Pinakoide. $P = 0P$ (001), $M = \infty P\bar{\infty}$ (100) und $T = \infty P\breve{\infty}$ (010) und bilden eine dick tafelförmige Gestalt, dazu kommt

Fig. 656. Fig. 657. Fig. 658.

das Brachydoma r und drei Oktaeder in der Zone $[Mr]$: $o = P$ (111); $n = 2P\bar{2}$ (211); $f = 3P\bar{3}$ (311); sowie das Vertikalprisma s. Zwillinge nach r nicht selten, und zwar sind in dieser Richtung häufig feine Zwillingslamellen eingelagert, welche man durch Erhitzen und durch Druck auch künstlich erzeugen kann (Mügge, N. Jahrb. f. Min. 1883, Bd. II, pag. 258); auch $\infty P\breve{2}$ (120) ist zuweilen Zwillingsfläche. Nach P, M, T gehen ausgezeichnete Blätterbrüche, am vollkommensten nach T, am wenigsten vollkommen nach P; unvollkommen nach s.

Auf T Vertikalstreifung und ausgezeichneter Perlmutterglanz, bes. nach dem Erhitzen im Glasrohr, auch Irisieren; M hat einen mehr glasartigen, P einen fettigen Glanz. Durchscheinend bis durchsichtig; farblos, rot, blau, grau. Opt. A. E. bc, $+$ M. L. c, $\parallel$ der Vertikalstreifung auf T. $2E = 71\frac{1}{2}^\circ$. Auf einem würfelähnlichen Spaltungsstück erkennt man also die drei oft nicht leicht unterscheidbaren Bl. Br. nach P, M und T daran, daß man auf P die Lemniskaten in der Richtung von M sieht (Fig. 658). H. $= 3$—$3\frac{1}{2}$; G. $= 2{,}8$—$3{,}0$.

Von HCl wenig angegriffen; das feine Pulver von konz. H_2SO_4 gelöst. Von kohlensauren Alkalien unter Bildung von $CaCO_3$ zersetzt. Auch in H_2O ist das Calciumsulfat etwas löslich; aus der Lösung scheidet sich dann Anhydrit erst bei 66° aus, bei Sättigung der Lösung mit $NaCl$ jedoch schon bei 30° und bei gleichzeitiger Sättigung mit $MgCl_2$ oder einem anderen ähnlichen Chlorid schon unter 25°; bei niedrigeren Temperaturen entstehen Hydrate, vor allem Gips, $CaSO_4 \,.\, 2H_2O$. Dies ist auch die wichtigste natürliche Bildungsweise des Anhydrits; überall, wo er in Massen vorkommt, ist er ein marines Produkt, eine Ausscheidung bei gewöhnlicher Temperatur aus dem durch Verdunstungsprozesse mit Calciumsulfat, sowie gleichzeitig mit $NaCl$ und anderen Salzen gesättigten Meerwasser. In Berührung mit Wasser geht der Anhydrit ganz langsam und allmählich unter Auf-

nahme von $2H_2O$ in Gips über, womit eine sehr erhebliche Volumenvermehrung von ca. 33 % verbunden ist, so daß 1000 Kubikmeter Anhydrit 1330 Kubikmeter Gips liefern. Diese Umwandlung findet häufig bei größeren Anhydritmassen in bedeutendem Maßstabe statt, wobei sich die ursprünglich horizontalen Schichten nicht selten in die Höhe wölben und eine Zerreißung und Zertrümmerung derselben eintritt. Im kleinen zeigt diese Erscheinung der *Gekrösestein* oder *Schlangenalabaster*: Dünne Schnüre dichten Anhydrits, die infolge der Volumenvermehrung bei der Umwandlung in Gips eine wurmförmige Krümmung erlitten haben. Andererseits entsteht aber auch zuweilen Anhydrit aus Gips durch Wasserverlust. (Über die Beziehung dieser beiden Mineralien zueinander vergl. auch pag. 853 bei Gips). Schmilzt schwer, fließt aber leicht mit Flußspat zusammen zu einer klaren, nach dem Erkalten trüben Perle.

Kleine Krystalle (Fig. 656) finden sich eingewachsen im Kieserit von Staßfurt, größere aufgewachsen auf derbem Anhydrit bei Aussee, auch bei Berchtesgaden und auf anderen Salzlagern jener Gegend (Fig. 657); kleine, wahrscheinlich sublimierte Kryställchen in Hohlräumen der Laven auf Santorin und am Vesuv. Großkörniger, blättriger, vielfach roter A. findet sich vorzugsweise in den genannten alpinen Salzlagerstätten. Besonders massenweise lager- und stockförmig kommt aber der feinkörnige bis dichte A. vor, in manchen Gegenden Berge bildend, so im Zechstein am Südrande des Harzes, am Kyffhäuser etc., gewöhnlich mit einem Gipsmantel umgeben. Namentlich findet er sich mit Steinsalz zusammen, dasselbe über- und unterlagernd und mit diesem sowie mit anderen Gesteinen schichtenförmig wechselnd. In den Karpathen in Galizien bei Wieliczka und Bochnia und bis nach Rumänien (im Tertiär); in den Alpen an den schon genannten Orten (im Keuper); bei Staßfurt besonders in den unteren Teilen des Lagers in feinen Schichten mit Steinsalz abwechselnd (Anhydritregion) und an vielen Stellen in Norddeutschland (im Zechstein); in den süddeutschen Salzlagern z. B. am unteren und am oberen Neckar (im Muschelkalk, u. a. blau bei Sulz). Ein ähnlicher blaugrauer, feinkörniger A., der gelegentlich zu Skulpturen verwendet wird, ist auch der sog. *Vulpinit* von Vulpino bei Bergamo. Selten ist A. auf Erzgängen (Kapnik, Andreasberg und Lauterberg im Harz, Riechelsdorf in Hessen, Bleiberg in Kärnten, Kapnik in Ungarn, Fahlun in Schweden.) Zu erwähnen ist das Vorkommen in Ammonitenkammern (Hallstadt). Fasriger A. findet sich bei Lüneburg in Hannover; derselbe und mancher sonstige Anhydrit soll durch Verlust von H_2O aus Gips entstanden sein.

(Hessenberg, Min. Notizen Nr. 10; Abhandl. Senkenberg; Gesellsch. Bd. VIII, 1871; Hammerschmidt, Tschermaks min. und petr. Mittlgn. V, 1883, 245; Brauns,

N. Jahrb. f. Min. etc. 1894, II, 257; Vater, Sitzgsber. Berl. Akad. 1900, 269; Vant'Hoff und Mitarbeiter, ibid. 1900, 459; 1901, 570 und 1140 etc.)

b) Wasserhaltige Sulfate.

Alkalisulfate.

Glaubersalz (Mirabilit, Exanthalit).

$Na_2SO_4 . 10 H_2O$; 19,3 Na_2O, 24,8 SO_3, 55,9 H_2O. Monoklin und nach der Querfläche vollkommen spaltbar; aber wegen der leichten Löslichkeit in H_2O selten in natürlichen Krystallen. Verliert an der Luft 8 Mol. H_2O und bedeckt sich dabei mit weißem Mehl; ursprünglich farblos und wasserhell. G. = 1,4—1.5. H. = $1\frac{1}{2}$—2. Salzig-bitterer, kühlender Geschmack. Bildet meist mehlartige Anflüge auf Gips und Steinsalz an vielen Orten; in einzelnen Krystallen findet es sich in den Steinsalzablagerungen des Salzkammerguts (Hallstadt, Aussee, Hallein); in größeren Mengen mit Steinsalz wechsellagernd bei Logroño in Spanien, ohne Steinsalz mehr oder weniger rein in ausgedehnten mehrere Fuß mächtigen Lagern bei Bompensieri in Sicilien und am Kaukasus bei Muchrevan unweit Tiflis, ferner bei Tarapaca in Chile und in einer Höhle bei New-Albany in Indiana; im Gips bei Kirkby Thore in Westmoreland; pulverförmig in der Umgebung des Neusiedler Sees in Ungarn als Ausblühung des Bodens. Im eisernen Hut der Kupfererzgänge von Challacollo in Chile. Auch in den Sublimationsprodukten des Vesuvs. In manchen Quellen und Seen in größerer Menge gelöst, auch im Meerwasser; aus dem Wasser des Karabugas-Busens im Kaspischen Meer scheidet sich Glaubersalz in großen Massen aus.

Reussin ist ein viel $MgSO_4$ enthaltendes Glaubersalz, das bei Franzensbad und Sedlitz in Böhmen büschelförmige und flockige Ausblühungen bildet.

Hier schließen sich dann noch einige Guanomineralien (pag. 813) an:

Lecontit. $(Na, NH_4, K)SO_4 . 2H_2O$. Farblose rhombische Krystalle in Fledermausexkrementen in einer Höhle in Honduras.

Guanovulit. $7K_2O . 2(NH_4)_2O . 12SO_3 . 11H_2O$. Krystallinische Massen, die das Innere von Eiern im Peruguano erfüllen.

Sulfate zweiwertiger Metalle und Doppelsalze.

Kieserit.

$MgSO_4 . H_2O$; 28,98 MgO, 57,98 SO_3, 13,04 H_2O. Monokline Krystalle ähnlich denen des Lazuliths, zuweilen groß und deutlich ausgebildet (Hallstadt); eben dort auch grobkörnige, meist aber feinkörnige bis dichte schimmernde Aggregate. Nach P und $\frac{1}{3}P$ vollkommen spaltbar. H. = 3, G. = 2,57. Farblos, graulich, gelblich,

trübe durchscheinend. Im Wasser langsam löslich; nimmt an der Luft H_2O auf, überzieht sich mit einem weißen Mehl und geht dabei allmählich in Bittersalz (*Reichardtit*) über. Das Pulver, mit wenig Wasser angerührt, erstarrt wie Gips. In Massen bei Staßfurt mit Steinsalz wechsellagernd (Kieseritregion); hier auch ein Gemenge von 10 % Kieserit und 90 % Steinsalz (*Martinsit*). Auch im sog. *Hartsalz* findet sich Kieserit und zwar 30—40 % neben ebensoviel Steinsalz, 20 % Sylvin und 3—8 % $CaSO_4$. Wird mit den anderen Abraumsalzen gewonnen und zu Bittersalz verarbeitet. Auch bei Hallstadt und bei Kalusz in Galizien.

Smiktit. $MnSO_4 . H_2O$. Rötlichweiße Stalaktiten und Knollen in einer alten Grube bei Felsöbanya in Ungarn.

Gips (Selenit).

$CaSO_4 . 2H_2O = CaO . SO_3 . 2H_2O$; 32,54 CaO, 46,51 SO_3, 20,95 H_2O. Häufig durch Ton und andere Beimengungen verunreinigt; zuweilen stark bituminös (Stinkgips), auch mit Sandkörnern durchwachsen.

Der Gips krystallisiert monoklin; $a:b:c = 0,6899:1:0,4124$; $\beta = 99^\circ\ 18'$. Das wichtigste Vertikalprisma ist $f = \infty P$ (110), $f/f = 111^\circ\ 30'$; die seitliche Kante ist fast stets durch die Längsfläche $p = \infty P\infty$ (010) abgestumpft, welcher ein ausgezeichneter Bl. Br. parallel geht, an dem man diese Richtung stets leicht wiedererkennt. Nach p sind die Krystalle meist dick tafelförmig (Fig. 659). Zuweilen finden sich noch andere Vertikalprismen: $h = \infty P2$ (120) (Fig. 662); $r = \infty P3$ (130), $\infty P\frac{3}{2}$ (230) etc. Zu f und p tritt sehr häufig das vordere schiefe Prisma $l = -P$ (111), $l/l = 143^\circ\ 48'$, die sehr verbreitete Kombination Fig. 659 bildend, an welcher l von f sich leicht dadurch unterscheidet, daß der Winkel l/l sehr viel größer, als f/f. Dazu gesellt sich nicht selten das hintere schiefe Prisma $n = P$ ($\bar{1}11$), $n/n = 138^\circ\ 32'$ (Fig. 660). Nach f sind die Krystalle zuweilen lang prismenförmig, wie in Fig. 659, 660 etc.), zuweilen verkürzt, wie in Fig. 661, wo der Krystall dann dafür in der Richtung von l prismatisch verlängert ist, manchmal fehlt f sogar ganz. In der letztgenannten Figur tritt noch die Schiefendfläche $o = \frac{1}{3}P\infty$ ($\bar{1}03$) hinzu. Bei solchen Krystallen sind die Flächen l und o sehr häufig nicht glatt und eben, sondern gekrümmt und gehen allmählich und ohne scharfe Kanten ineinander über; wenn gleichzeitig die Flächen f zusammen mit P zurücktreten oder ganz fehlen, so entstehen linsenförmige Krystalle, die sehr häufig bei dem in Ton eingewachsenen Gips gefunden werden, an denen aber außer den genannten vielfach auch noch andere gekrümmte Flächen; z. B. die hintere Hemipyramide: $\delta = \frac{10}{13}P2$ ($\bar{5}.10.13$), die vordere Schiefendfläche $r = -\frac{1}{3}P\infty$ (103) etc. mit auftreten. Der deutliche Bl. Br. nach p, sowie die in der Hori-

zontalebene verlaufende scharfe Kante, in welcher die obere und die untere Hälfte der Linse zusammenstoßen, erleichtern die Orientierung an diesen krummflächigen Krystallen.

Außer dem genannten ausgezeichneten Blätterbruch nach der Längsfläche *p* sind noch mehrere andere weniger vollkommene vorhanden, welche zur Orientierung in den vielfach unregelmäßig begrenzten Spaltungsstücken nach *p* von Wert sind. Die vordere Prismenkante *f/f* wird durch einen in der Richtung des als Krystallfläche kaum vorkommenden Orthopinakoids verlaufenden Bl. Br. von muschliger Beschaffenheit, den sog. *muschligen Bruch*, abgestumpft; in der Richtung der Kante *n/n* lassen sich die Krystalle ebenfalls leicht trennen, und

Fig. 659. Fig. 660. Fig. 661. Fig. 662. Fig. 663.

Fig. 664. Fig. 665. Fig. 666. Fig. 667. Fig. 668.

dieser Bruch, welcher die von den Flächen *l* und *f* gebildete hintere spitze Ecke abstumpft (Fig. 659), ist durch fasrige Beschaffenheit und Seidenglanz ausgezeichnet (sog. *fasriger Bruch*). Derselbe entspricht den beiden Flächen *n*, und die beiden Brüche parallel *n* geben durch treppenförmige Abwechslung einen scheinbar einfachen Bl. Br., welcher die Kante *n/n* gerade abstumpft; die Richtung des Faserbruchs ist auf der Fläche *p* häufig durch geradlinige Risse und Sprünge angedeutet. Außerdem kann man noch einen weiteren Bruch in der Richtung von $\beta = \frac{2}{3}\bar{P}\infty$ ($\bar{5}09$) auf dünnen Spaltungsstücken nach *p* mittels der Körnerprobe (196) herstellen. In Fig. 663, wo *f* und *l* die den Kanten *f/f* und *l/l* eines solchen Spaltungsstückes nach *p* entsprechenden Richtungen sind, geben die gestrichelten Linien γ Spaltungsrisse parallel dem fasrigen, die ausgezogenen Linien α solche parallel dem muschligen Bruch an. Von der Ansatzstelle des Körners

bei A geht zunächst eine geradlinige Spalte $\alpha\alpha$ in der Richtung des muschligen Bruchs, dann eine solche $\beta\beta$ in der Richtung des letztgenannten Bruchs β; und an dessen beiden Enden schließen sich bei β in stumpfem Knick zwei Spalten $\beta\gamma$ in der Richtung des fasrigen Bruchs an, so daß $\sphericalangle A\beta\gamma = 165^0\ 56'$. Der Bruch β und der Faserbruch haben den Charakter von Gleitflächen (195). Eine solche Fläche verläuft auch noch in einer Richtung sehr annähernd senkrecht zur Kante f/f über die Spaltungsfläche p hin. In der Richtung des Faserbruchs kann man den Gips biegen, in derjenigen des muschligen Bruchs und des Bruchs β läßt er sich brechen, doch verhalten sich verschiedene Varietäten des Minerals hierin verschieden: einzelne sprödere, z. B. die vom Montmartre bei Paris, von Aschersleben etc. brechen leicht, andere weniger spröde tun dies weniger vollkommen.

Zwillinge finden sich nach 2 Gesetzen: 1. Zw. Fl. die, wie erwähnt, als Krystallfläche fast unbekannte Querfläche $a = \infty\bar{P}\infty$ (100). In beiden Individuen fallen die Bl. Br. p in ein Niveau, die muschligen Brüche sind parallel, f, p und $\underline{f}$ liegen in einer Zone und die den Faserbrüchen entsprechenden Linien stoßen von rechts und links schief unter $65^0\ 36'$ gegen die Zwillingsgrenze, also unter $131^0\ 12'$ miteinander zusammen. Die Flächen l machen am einen Ende einen ausspringenden, am anderen einen einspringenden Winkel (Schwalbenschwanz, Fig. 664), die gestrichelten Linien auf p geben die Richtung des fasrigen, die voll ausgezogenen die des muschligen Bruchs. Zuweilen sind die Individuen durcheinander gewachsen, dann sind an beiden Enden einspringende Winkel (Fig. 665). Zwillinge nach diesem Gesetz finden sich besonders im Steinsalzgebirge in aufgewachsenen Krystallen. 2. Zw. Fl. die Fläche $d = -\bar{P}\infty$ (101), welche die Kante l/l abstumpft, aber als Krystallfläche ebenfalls keine Rolle spielt. Diese Zwillinge bilden den vorigen sehr ähnliche Schwalbenschwanzzwillinge (Fig. 666—668); hier machen aber die Flächen f (oder n) die einspringenden Winkel, und die Flächen l, p, $\underline{l}$ und $\underline{p}$ liegen in einer Zone. Auch hier ist beiden Individuen der Hauptblätterbruch p gemeinsam, die muschligen Brüche sind aber hier ebenso wie die fasrigen gegen die Zwillingsgrenze geneigt, wie die ausgezogenen und gestrichelten Linien in der Fig. 666 zeigen; dabei fällt der Faserbruch des einen Individuums beinahe genau in die Richtung des muschligen Bruchs des anderen; der Winkel beider in der Zwillingsgrenze ist $= 170^0\ 34'$. Zuweilen findet man Durchwachsungen wie in Fig. 666, an denen einspringende Winkel nicht vorhanden sind Nicht selten, besonders ausgezeichnet am Montmartre in Paris, werden diese Zwillinge linsenförmig (Fig. 668); die eingeschriebenen, dem fasrigen und muschligen Bruch entsprechenden Linien, sowie die schematische Figur eines entsprechenden ebenflächig von l, o, n und p begrenzten Krystalls machen

einen solchen Zwilling ohne weiteres verständlich. Die krummen Flächen, welche den einspringenden Winkel bilden, gehören dem schiefen Prisma *n*, die großen Flächen, welche oben die spitze Ecke bilden, den ganz allmählich ineinander übergehenden Flächen *l* und *o* an, während *f* ganz fehlt (Pariser Zwillinge oder Zwillinge vom Montmartre). Manche lang prismenförmige Krystalle, z. B. die von Reinhardsbrunn in Thüringen, sind oft sehr kompliziert, hin und her geknickt nach einer auf der Kante *f/f* senkrechten, in dem Blätterbruch *p* liegenden Richtung; es sind wahrscheinlich Zwillinge nach einer noch nicht näher bekannten Zw. Fl., welche der oben angedeuteten neben β vorhandenen Gleitfläche entspricht. Nicht selten sieht man auf Spaltungsplatten nach *p* senkrecht zur Kante *f/f* geradlinige treppenförmige Falten wie beim Glimmer (Fig. 553) sich hinziehen, welche wohl mit Zwillingsbildung nach derselben Gleitfläche zusammenhängen.

Milde. H. = 2. G. = 2,2—2,4. Glasglanz, namentlich auch auf dem muschligen Bruch, der daher auch wohl als der glasglänzende Bruch bezeichnet wird; auf dem blättrigen Bruch *p* perlmutterglänzend (perlmutterglänzender Bruch) und irisierend; auf dem Faserbruch Seidenglanz (seidenglänzender Bruch). Durchsichtig und wasserhell bis undurchsichtig. Farblos und gefärbt: grau, gelb, rot, braun, schwarz. Opt. A. E. *ac*, + M. L. macht im stumpfen Winkel β einen Winkel von $52\frac{1}{2}^{\circ}$ mit der Achse *c*. Ausgezeichnete geneigte Dispersion. $2V = 58^{\circ}8'$. $\varrho > v$, doch ist die Dispersion der Achsen anomal; der Achsenwinkel hat für die Linie *D* ein Maximum; ebenso ist auch die Dispersion der Elastizitätsachsen anomal. Bei *Na*-Licht ist: $\alpha = 1{,}5207$; $\beta = 1{,}5228$; $\gamma = 1{,}5305$. Erhöht man die Temperatur, so wird der Achsenwinkel kleiner, die opt. Achsen nähern sich und auch die M. L. ändert etwas ihre Lage; die eine Achse bewegt sich dabei rascher als die andere, wie man im Polarisationsinstrument leicht sieht. Bei 116° C. fallen im roten Licht beide Achsen zusammen, für andere Lichtarten bei etwas anderer Temperatur. Wenn letztere noch weiter zunimmt, gehen die Achsen senkrecht zur Symmetrieebene auseinander und die Dispersion wird schwach horizontal. Bei wieder abnehmender Temperatur gehen alle diese Erscheinungen rückwärts vor sich. Die Ausdehnung durch die Wärme ist in verschiedenen Richtungen sehr verschieden, am größten nach der Symmetrieachse; daher ändern sich die Flächenwinkel nicht unerheblich mit der Temperatur. Der Gips ist ein schlechter Wärmeleiter.

Bei 107° geht bei gewöhnlichem Atmosphärendruck der größte Teil des Wassers weg und es entsteht das sog. *Halbhydrat* $CaSO_4 . \frac{1}{2} H_2O$ mit ca. 6 % H_2O. Dies ist dadurch ausgezeichnet, daß es unter 107° das Wasser sehr leicht und rasch unter Wärmeentwicklung

wieder aufnimmt und wieder in Gips übergeht, wobei feines Pulver zu einer festen Masse erstarrt (Anwendung des „gebrannten“ Gipses zu Gipsabgüssen, daher *Stuckgips*). Beim Erhitzen über 130° wird auch der Rest des Wassers ausgetrieben und bei 145° ist die Masse wasserfrei. Sie verhält sich dann wie natürlicher Anhydrit (pag. 846), nimmt H_2O nur langsam auf, geht nur ganz allmählich wieder in Gips über und das Pulver erhärtet dabei nicht mehr („totgebrannter“ Gips, nicht zu Gipsabgüssen tauglich wegen zu starker Erhitzung). Wird die Temperatur bis 1100° gesteigert, dann entsteht eine weitere Modifikation der *hydraulische* oder *Estrichgips*. Das Pulver hat dann die Erhärtungsfähigkeit wieder erlangt, der Prozeß geht aber dann langsam vor sich und erfordert 3 Tage, dafür ist aber das Produkt viel härter und fester, als das, welches der in einer Viertelstunde erstarrende Stuckgips liefert. V. d. L. wird der wasserhelle Gips trübe und weiß, er blättert sich auf und schmilzt schließlich zu einem weißen Email, das alkalisch reagiert. Mit Flußspat fließt ein Gipskorn zu einer klaren Schmelze zusammen, die beim Erkalten weiß und trübe wird.

Der Gips wird von *HCl* wenig angegriffen und verhält sich auch sonst gegen Säuren und Alkalien wie Anhydrit (pag. 846). In H_2O verhältnismäßig leicht löslich, daher sind die Gipskrystalle vielfach stark angefressen, mit Ätzfiguren, oft tiefen Ätzgruben, bedeckt und an den Ecken und Kanten abgerundet. 1 Teil Gips braucht bei gewöhnlicher Temperatur ca. 420 Teile H_2O zur Lösung, bei 100° beträgt die Löslichkeit 0,18%, nimmt aber von 107° an beträchtlich ab, so daß die gesättigte Lösung bei 140° nur noch 0,078% enthält, was mit der Bildung von Halbhydrat zusammenhängt. Aus der wäßrigen Lösung scheidet sich das Calciumsulfat je nach den Umständen bald wasserfrei als Anhydrit, bald in Verbindung mit H_2O aus. Nach den Untersuchungen von Van t'Hoff und seinen Mitarbeitern verhält sich eine Gipslösung dabei folgendermaßen: Der Gips verwandelt sich bei 107° unter Abspaltung von H_2O in das Halbhydrat $CaSO_4 \cdot \frac{1}{2}H_2O$. Schon bei einer Temperatur unter 107°, und zwar bei 66°, erfolgt die Abspaltung des übrigen Wassers aus dem Halbhydrat, sie kann aber durch Verzögerung so lange ausbleiben, daß nur die gegenseitige Umwandlung von Gips und Halbhydrat zur Beobachtung gelangt. Als Zwischenstufe zwischen dem Halbhydrat und dem natürlichen Anhydrit tritt zunächst als eine andere Modifikation ein verhältnismäßig leicht lösliches und äußerst schnell erhärtendes wasserfreies Calciumsulfat auf, das als „löslicher Anhydrit“ bezeichnet wird und dessen Bildungstemperatur unter 100° liegt. Während des Versuchs wandelt sich dieser oft in die dem natürlichen Anhydrit entsprechende „unlösliche“ Modifikation um. Da die Bildung des Anhydrits aus Gips schon bei

einer niedereren Temperatur eintritt, als die des Halbhydrats, so muß das letztere in Gips und Anhydrit zerfallen nach der Gleichung:

$$4(CaSO_4 \, . \, \tfrac{1}{2}H_2O) = CaSO_4 \, . \, 2H_2O + 3CaSO_4,$$

also nicht stabil sein. Dies zeigen auch direkte Beobachtungen, so wie das Fehlen des Halbhydrats in den natürlichen Vorkommnissen auf der Grenze zwischen Gips und Anhydrit. Die Anwesenheit anderer Substanzen erniedrigt die oben angegebenen Temperaturen bedeutend, wie die folgende Übersicht zeigt. Gips verwandelt sich in:

1. Natürlichen Anhydrit: ohne weiteres bei 66°, allerdings so langsam, daß die direkte Beobachtung kaum möglich ist; in Anwesen- von $NaCl$ bei 30°.

2. Löslichen Anhydrit: ohne weiteres bei 89°; in Anwesenheit von $NaCl$ bei 65°.

3. Halbhydrat: ohne weiteres bei 107°; in Anwesenheit von $NaCl$ bei 76°; von $MgCl_2$ bei 11°. (Für die Beziehungen zwischen Gips und Anhydrit vergl. auch bei diesem pag. 846). Aus dem Angeführten folgt, daß sich aus einer reinen wäßrigen Lösung von Calciumsulfat bei gewöhnlicher Temperatur Gips, aber erst bei höherer Temperatur (von 66° an) Anhydrit ausscheiden kann, während sich bei Sättigung der Lösung mit $NaCl$ und $MgCl_2$ oder einem anderen Chlorid, also z. B. bei der Verdunstung von Meerwasser, das diese drei Bestandteile enthält, schon bei 25° Anhydrit und nicht Gips bildet. Diese Verhältnisse werfen Licht auf die natürliche Entstehungsweise des Gipses; wir müssen aber, um diese vollständig zu verstehen, nun auch dessen Vorkommen in der Erdkruste betrachten.

Der Gips ist eines der wichtigsten und häufigsten Mineralien und jedenfalls das verbreitetste aller Sulfate. Die Art des Vorkommens ist sehr mannigfaltig. Er findet sich in Form von Krystallen z. T. von sehr erheblicher Größe bald auf-, bald eingewachsen, und bildet noch häufiger krystallinische Aggregate von fasriger, spätiger, schuppiger, körniger und dichter Struktur. Am massenhaftesten ist der *körnige* bis *dichte* Gips (Massengips), der in Schichten und Lagern und stellenweise in mächtigen Stöcken in allen Formationen auftritt, sehr häufig in Begleitung von Anhydrit und Steinsalz (pag. 434). Es sind marine Bildungen, in denen aber der Gips nur teilweise ursprünglich, teilweise und sogar meistens dagegen sekundär durch Wasseraufnahme aus dem zunächst aus dem Meerwasser ausgeschiedenen Anhydrit entstanden ist. Bei der Verdunstung von Meerwasser und der dadurch eingeleiteten Bildung eines Salzlagers kann sich Gips nur am Anfang ausscheiden, solange die Flüssigkeit nicht mit $NaCl$ gesättigt ist und zwar dann, wenn die Temperatur unter 30° liegt. Die Unterlage des Steinsalzes wird also direkt gebildeter Gips sein können. Über 30° entsteht aber auch unter diesen Umständen nicht Gips, sondern Anhydrit. Sobald

aber das Wasser beim weiteren Eintrocknen außer mit *NaCl* auch noch mit einem anderen Salz annähernd gesättigt ist, erfolgt Anhydritbildung. Daher tritt Anhydrit im Steinsalz selbst und in der Zone der Abraumsalze sowie als Decke der ganzen Ablagerung auf. Wenn der Gips mit Anhydrit in Verbindung steht, bildet er, dem Umwandlungsprozeß entsprechend, oft die äußere Hülle um einen Anhydritkern, und geht in Anhydrit allmählich über, indem an der Grenze beide Mineralien, wie der Wassergehalt zeigt, innig miteinander gemengt sind. Nicht selten ist der Prozeß auch schon vollständig beendet, aller Anhydrit ist verschwunden und die ganze Masse ist in Gips übergegangen.

Als Begleiter des Steinsalzes fehlt der körnige und dichte Gips niemals. Er findet sich stets mit diesem, aber allerdings auch an vielen Stellen selbständig ohne Verbindung mit ihm. Letzteres beruht aber, jedenfalls zum Teil, ebenfalls auf einem Umwandlungsprozeß; das ursprünglich vorhanden gewesene Steinsalz ist aufgelöst und fortgeführt worden, worauf schwache Salzreste, die vielfach im Gips sich finden, hinweisen (z. B. bei Segeberg in Holstein). Häufig ist aber allerdings auch nur Gips ausgeschieden worden und die nachfolgende Bildung von Steinsalz etc. aus irgend einem Grunde unterblieben. Alle für Steinsalz und für Anhydrit aufgezählten Fundorte sind daher auch solche für Gips. In Norddeutschland umsäumen mächtige Gipsmassen den Südrand des Harzes (bei Osterode etc.) und des Kyffhäusers (bei Frankenhausen etc.), ausgedehnte weiße Hügelzüge bildend; einzelne Gipsberge ragen bei Segeberg in Holstein, Lüneburg etc. aus dem Diluvium hervor. Aller dieser Gips gehört wie der meiste, der das norddeutsche Steinsalz begleitet (Staßfurt, Sperenberg südl. von Berlin etc.), dem oberen Zechstein an; ebenso der von Neuland bei Löwenberg in Schlesien etc. Im mittleren Muschelkalk liegen größere Gipsmassen bei Gotha, und, das Steinsalz in Süddeutschland, besonders in Württemberg einschließend, am oberen Neckar z. B. bei Sulz, am unteren Neckar (Heilbronn, Kochendorf, Friedrichshall etc.) und am Kocher (Schwäb. Hall, Wilhelmsglück). Im Keuper ist Gips mit dem alpinen Steinsalz (Salzkammergut, Berchtesgaden etc.) sowie mit dem in Lothringen (Vic, etc.) verbunden. Zur Tertiärformation gehört der Gips in den Steinsalzlagern der Karpathen (Wieliczka, Bochnia, Kalucz etc.), sowie derjenige von Dirschel bei Katscher in Oberschlesien; der aus der Umgebung von Paris (Montmartre) und der in den sicilianischen Schwefelschichten (Girgenti etc.). Eigentümlich ist das Vorkommen im Val Canaria im Kanton Tessin, wo der Gips im Glimmerschiefer, und am Semmering, wo er in alten Sandsteinen und Tonschiefern liegt. Aller dieser derbe Gips ist meist feinkörnig bis dicht, seltener auch

schuppig und fasrig, zuweilen mit größeren spätigen Massen und wohlausgebildeten Krystallen durchsetzt, so daß die Struktur ausgesprochen porphyrisch wird. Die Farbe ist mit der Reinheit verschieden. Manchmal ist sie vollkommen weiß und solche rein weiße, feinkörnige bis dichte Vorkommnisse werden *Alabaster* genannt. Häufig durch Beimengung von Ton grau, von Eisenverbindungen gelb und rot, auch wohl durch Bitumen braun, wobei die Farbe mehr einheitlich oder auch in verschiedenen Zeichnungen bunt, gefleckt, geadert etc. sein kann. Auch größere Einschlüsse fremder Mineralien, z. T. regelmäßig ausgebildete Krystalle, sind nicht selten vorhanden: Schwefel z. B. bei Weenzen in Hannover, bei Bex im Wallis, am Semmering, Quarz, z. B. in der Gegend von Eisenach und sonst in Thüringen, speziell roter Eisenkiesel bei Jena, an zahlreichen Orten in Spanien, sog. Hyacinthen von Compostela, Magnesit und Dolomit (z. B. Hall in Tirol) Boracit (z. B. bei Lüneburg und Segeberg). Durch die Tagewässer wird Gips häufig gelöst, und manchmal die ganze Masse entfernt bis auf die weniger löslichen fremden Einschlüsse, die als sog. „Gipsresidua" dann noch die frühere Anwesenheit des Gipses bekunden. Oft findet die Lösung vorzugsweise an einzelnen Stellen statt und es enstehen Höhlen im Gipsgebirge, sog. Schlotten, zuweilen von sehr bedeutenden Dimensionen.

Der *spätige Gips* bildet größere unregelmäßig begrenzte krystallisierte Partien, Individuen oder Zwillinge, aus denen sich durch Spaltung ausgedehnte Platten herstellen lassen. Sie sind nesterweise im körnigen und dichten Gips sehr verbreitet, bald durch fremde Substanzen etwas gefärbt und trübe, bald vollkommen wasserhell von idealer Reinheit (Marienglas, Fraueneis; allerdings werden auch die manchmal äußerlich ähnlichen farblosen oder hell gefärbten Tafeln des Muscovit zuweilen so genannt). Erwähnt sei u. a. das Vorkommen großer, schöner und reiner Gipsplatten dieser Art bei Aschersleben. Der *Fasergips* besteht aus mehr oder weniger feinen, meist parallelen Fasern, die beinahe allenthalben parallelwandige, dickere oder dünnere Schnüre und Platten bilden, auf denen die Fasern senkrecht stehen. Diese durchsetzen den Massengips und die begleitenden Gesteine, Ton etc., vielfach quer zur Schichtung. Die Farbe ist meist weiß, aber auch wie sonst beim Gips rot, gelb, braun etc. und der Glanz ist, wenn die Fasern sehr fein und regelmäßig sind, ein ausgezeichneter Seidenglanz. Es sind Ausscheidungen aus den Gipslösungen, die bei der Cirkulation der Tagewässer im Gipsgebirge entstehen und aus denen sich wegen der Abwesenheit von $NaCl$, $MgCl_2$, etc. bei gewöhnlicher Temperatur Gips bilden kann. Selten ist der Gips radialfasrig oder oolithisch.

Ähnlich wie der Fasergips entstehen die auf den Wänden

von Hohlräumen aufgewachsenen, regelmäßig begrenzten *Gipskrystalle*, die oft herrliche Drusen bilden, so in großer Verbreitung im körnigen und dichten Gips im Steinsalzgebirge etc. Es sind sehr vielfach Schwalbenschwanzzwillinge nach dem Orthopinakoid ∞P∞ (100), gewöhnlich farblos und wasserhell. Besonders ausgezeichnet sind die bis armlangen und -dicken, vielfach hin- und hergebogenen, oft schlangenförmig gekrümmten aus der Marienhöhle, einer Gipsschlotte im Zechstein bei Reinhardsbrunn unweit Friedrichroda im Thüringer Wald. Kleinere Krystalle lang prismatisch bis nadelförmig, zuweilen zu sternförmigen und anderen Gruppen vereinigt, sind außerordentlich häufig: Wilhelmsglück, Staßfurt, Bex, Ischl, Hallstatt, Berchtesgaden etc.; Wieliczka, Bochnia etc.; Kaaden in Böhmen, Castellina in Toskana; Girgenti etc. in Sicilien in den Schwefelschichten und viele andere Orte. Selten ist der Gips als vulkanisches Gebilde auf Hohlräumen von Laven des Ätna, Vesuv, auf der Insel Lipari, und Island etc., häufig mit Schwefel, wo er durch Einwirkung von H_2S- oder SO_2-haltigen Dämpfen auf kalkführende Gesteine entsteht. Ähnlich entsteht zuweilen auch Gips da, wo H_2S-haltige Wässer mit Kalk, Dolomit etc. in Berührung kommen, z. B. in Selvena in Toskana und Aix in Savoyen. Durch Zersetzung von Kiesen (Schwefelkies etc.) bildet sich Gips manchmal auf Erzlagerstätten; es entsteht dabei H_2SO_4, die aus den umgebenden Mineralien Kalk aufnimmt, so namentlich auch in Bergwerken, auf Halden etc.

Eingewachsene Krystalle sind ebenfalls häufig. Sie liegen an manchen Orten im dichten Gips, gewöhnlich Schwalbenschwanzzwillinge nach —P∞ (101) von der Form (Fig. 668), so am Montmartre u. a. a. O. bei Paris, bei Aschersleben, Prov. Sachsen etc., auch in radialstrahligen rosettenförmigen Gruppen. Sehr häufig findet man sie im Tone, namentlich der Tertiärformation (Braunkohlenton etc.), aus dem sie leicht auswittern, so in der Mark, in Hessen, Ostpreußen, bei Katscher, Dirschel u. a. Orten und bei Leobschütz in Schlesien, Wasenweiler im Breisgau, Schöppenstedt in Braunschweig, auch bei Baden unweit Wien und bei Oxford in England. Es sind meist kurz prismatische linsenförmige Krystalle, zuweilen zu rundlichen Gruppen verbunden. Auch hier ist die Verwitterung der in den meist kalkhaltigen Tonen eingeschlossenen Schwefelkiespartikelchen die Bildungsursache. Auch im Sand liegen linsenförmige Krystalle und Krystallgruppen, die dann mit zahlreichen Sandkörnern imprägniert zu sein pflegen, wie der krystallisierte Sandstein von Fontainebleau (pag. 584), so bei Sperenberg südl. Berlin, bei Smyrna, in der Sahara, der transkaspischen Steppe, in Bolivia. Zuweilen auch als Bindemittel von Sandsteinen (Weisbach am Kocher in Württemberg und in der Sahara etc.). Sehr selten bildet der Gips das Versteinerungsmittel von Petrefakten, so im Keuper am Asberg

bei Ludwigsburg, sowie bei Rottweil in Württemberg, oder er sitzt auf Höhlungen im Innern von Versteinerungen.

Der Gips erleidet mannigfache Umänderungen. Durch Wasserverlust bildet er zuweilen Anhydrit, auch geht er im Zechstein des Mansfeldischen, in Hessen etc. manchmal in weißen schuppigen Aragonit (Schaumspat, Schaumkalk, Aphrit, pag. 600) über, der dann eine Pseudomorphose von Gips nach Aragonit darstellt.

Die technische Verwendung des Gipses ist sehr mannigfaltig; als Düngemittel, zu Mörtel und Stuck, sowie zu Gipsabgüssen, zu Glasuren, in der Porzellanfabrikation etc., wird Gips benutzt. Der Alabaster dient zu kleineren Skulpturen aller Art; besonders berühmt ist der von Volterra in Toskana.

(Laspeyres, Tschermaks Min. Mittlgn. 1875, pag. 113; Brezina, ebenda 1872, pag. 7; Reusch, Sitzgsber. Berl. Akad. 1883; Coromilas, Diss. Tübingen 1877; E. Neumann, Pogg. Ann. 27, pag. 69; V. v. Lang, Sitzgsber. Wiener Akad. 1877; Hammerschmidt (bei Anhydrit); Hessenberg, Min. Notizen; Des Cloizeaux, Bull. soc. min. de France, IX, 1886, pag. 175 und Zeitschr. f. Kryst. XIV, 1888, pag. 271; Van t'Hoff und Mitarbeiter, siehe Anhydrit.)

Einige hierhergehörige Doppelsulfate sind:

Polyhalit.

$2CaSO_4 \,.\, MgSO_4 \,.\, K_2SO_4 \,.\, 2H_2O$; 45,17 $CaSO_4$, 19,92 $MgSO_4$, 28,93 K_2SO_4, 5,98 H_2O. Keine deutlichen Krystalle bekannt, meist derb, nach zwei unter 115° gegeneinander geneigten Flächen ziemlich vollkommen spaltbar; auch langstenglig, fasrig bis dicht. Nach dem optischen Verhalten wahrscheinlich monoklin, vielleicht auch rhombisch. Weiß, grau, rot; durchscheinend; schwach fett- bis perlmutterglänzend. G. = 2,7—2,8. H. = 3—3½. In H_2O teilweise löslich, Gips bleibt zurück. Leicht schmelzbar. Hellgrauer, feinkörniger P. in dünnen Schnüren, mit Steinsalz wechsellagernd, zu Staßfurt in der danach sogenannten Polyhalitregion der das Steinsalz überlagernden Abraumsalze. Roter großkörniger stengliger und fasriger P. in den Steinsalzlagern der Alpen: Ischl, Hallein, Hallstadt, Aussee, Berchtesgaden etc., an allen diesen Orten im unteren Teil der ganzen Ablagerung. Auch bei Vic in Lothringen und bei Stebnik in Galizien mit Steinsalz zusammen.

Krugit. $4CaSO_4 \,.\, MgSO_4 \,.\, K_2SO_4 \,.\, 2H_2O$, also etwas CaO-reicher als Polyhalit. Derb, weiß bis grau; aus P. entstanden bei Neu-Staßfurt.

Syngenit (Kaluszit). $CaSO_4 \,.\, K_2SO_4 \,.\, H_2O$. Monokline, tafelförmige Krystalle und derbe Aggregate, farblos und durchsichtig, in Wasser unter Hinterlassung von Gips teilweise löslich; mit Sylvin auf Drusenräumen im Steinsalz von Kalusz in Ostgalizien. (v. Zepharovich, Sitzgsber. Wien. Akad. Bd. 67, 1873, pag. 128; Rumpf, Tschermaks Mineralog. Mittlgn. II, 1872, pag. 117.)

Pikromerit (Schönit). $K_2SO_4 \,.\, MgSO_4 \,.\, 6\,H_2O$ mit 23,4 H_2O. Künstliche

Krystalle zeigen monokline Formen. Als Zersetzungsprodukt des Kainit dünne Krusten auf ihm bildend bei Staßfurt, Leopoldshall und Aschersleben (*Schönit*), auch bei Kalusz in Galizien. Krystallisiert aus der Lösung des Kainit aus, ebenso aus gewissen Salzkrusten, die sich in Fumarolen am Vesuv gebildet haben, zusammen mit dem isomorphen *Cyanochroit:* $K_2SO_4 \,.\, CuSO_4 \,.\, 6H_2O$.

Blödit (Astrakanit, Simonyit).

$Na_2SO_4 \,.\, MgSO_4 \,.\, 4H_2O$. Monoklin; ausgezeichnete, z. T. wasserhelle, flächenreiche Krystalle bei Staßfurt, Leopoldshall und Westeregeln; bei Ischl (*Blödit*) und Hallstatt (*Simonyit*), sowie in der Salt Range im Pendschab, Indien (*Warthit*). Meist aber derb, körnige bis dichte, zuweilen auch fasrige Aggregate, farblos oder hellgeblich, rötlich und graulich, selten bläulichgrün. G. = 2,22—2,28. H. = 3 ca. In H_2O löslich. Reiner Blödit verliert an der Luft kein H_2O; wenn dies geschieht, ist es die Folge von Beimengungen, die ihrerseits verwittern. Bei 100° gehen $1\frac{1}{2}$ Mol. H_2O weg und der Rest hat die Zusammensetzung des Löweit (siehe unten); bei 120° entweichen 2 Mol., das übrige Wasser bei 200° und höher. Findet sich unter den Abraumsalzen der zuerst genannten Orte; bei Ischl, Hall und Hallstatt als dünne Krusten zwischen Steinsalz; auch in Indien mit Steinsalz, und mit diesem zusammen ausgeschieden aus den Bittersalzseen östlich von den Wolgamündungen im Gouvernement Astrachan als trübe weiße Krystalle und körnige Aggregate (*Astrakanit*). Auch bei Mendoza und San Juan am Ostfuß der argentinischen Kordilleren.

Kaliblödit. $K_2SO_4 \,.\, MgSO_4 \,.\, 4H_2O$ ist vielleicht der seltene, weiße bis gelbliche *Leonit* von Leopoldshall, dessen monokline Krystalle zwar denen des Blödits ähnlich sind, aber doch in den Winkeln nicht unerheblich abweichen. Ein *Kalinatronsimonyit* findet sich bei Kalusz in Galizien.

Wattevillit. Vielleicht ein K_2O- und CaO-haltiger Blödit; ein Zersetzungsprodukt des Basalttuffs vom Bauersberg bei Bischofsheim a. d. Rhön unter der Einwirkung von verwitterndem Schwefelkies.

Löweit. $Na_2SO_4 \,.\, MgSO_4 \,.\, 2\frac{1}{2}H_2O$. Wahrscheinlich quadratisch, findet sich aber nur derb mit muschligem Bruch. Gelblichweiß, gelb, bis fleischrot, manchmal im Aussehen dem Feueropal entsprechend. Im Anhydrit von Ischl. Entsteht durch Wasserverlust aus Blödit (siehe oben).

Isodimorphe Reihe der Vitriole.

Verbindungen $R^{II}SO_4 \,.\, 7H_2O$, die teils rhombisch in der tetraedrischen Hemiedrie, teils monoklin krystallisieren und so zwei isomorphe Reihen bilden. In beiden findet sich selbständig $FeSO_4 \,.\, 7H_2O$, und einige weitere Verbindungen, z. B. $MgSO_4 \,.\, 7H_2O$, in isomorpher Beimischung zu anderen. Auch durch künstliche Krystalle wird der Isodimorphismus bewiesen, so u. a. durch eine monokline Form des $MgSO_4 \,.\, 7H_2O$ neben der rhombischen des als Mineral vorkommenden Bittersalzes, sowie durch Mischkrystalle. Die beiden Reihen sind die folgenden:

Rhombische Vitriole (Reihe des Bittersalzes).

	$a : b : c$
Bittersalz: $MgSO_4 \,.\, 7H_2O$;	0,9902 : 1 : 0,5709.
Fauserit: $(Mn, Mg)SO_4 \,.\, 7H_2O$;	0,9776 : 1 : ?
Tauriscit: $FeSO_4 \,.\, 7H_2O$;	
Zinkvitriol: $ZnSO_4 \,.\, 7H_2O$;	0,9804 : 1 : 0,5631.
Ferrogoslarit: $(Zn, Fe)SO_4 \,.\, 7H_2O$;	
Nickelvitriol: $NiSO_4 \,.\, 7H_2O$;	0,9815 : 1 : 0,5656.
Pyromelin: $(Ni, Mg)SO_4 \,.\, 7H_2O$.	

Monokline Vitriole (Reihe des Eisenvitriols).

	$a:b:c$	β
Eisenvitriol: $FeSO_4 . 7H_2O$;	1,1828 : 1 : 1,5427;	104° 15½′.
Luckit: $(Fe, Mn)SO_4 . 7H_2O$;		
Manganvitriol: $MnSO_4 . 7H_2O$;		
Pisanit: $(Fe, Cu)SO_4 . 7H_2O$;		
Cupromagnesit: $(Cu, Mg)SO_4 . 7H_2O$;		
Kobaltvitriol: $CoSO_4 . 7H_2O$;	1,1835 : 1 : 1,4973;	104° 55′.

Hier schließt sich an der trikline *Kupfervitriol*, $CuSO_4 . 5H_2O$, der aber bei niederer Temperatur mit $7H_2O$ in den monoklinen Formen des Eisenvitriols krystallisiert und sich daher auch mit diesem isomorph mischt (z. B. Pisanit, vergl. auch Cupromagnesit). Umgekehrt kann der Manganvitriol leicht künstlich in triklinen Krystallen $MnSO_4 . 5H_2O$ isomorph mit Kupfervitriol erhalten werden.

Alle diese Verbindungen sind in Wasser sehr leicht löslich und finden sich daher in der Natur selten in deutlichen Krystallen; die obigen Achsenverhältnisse sind daher bei den meisten an künstlichen Krystallen erhalten worden. Die Vitriole, die ein schweres Metall enthalten, sind durchweg Verwitterungsprodukte der entsprechenden Sulfide. 6 Mol. H_2O gehen ziemlich leicht weg, das letzte Molekül entweicht erst in der Glühhitze.

Reihe der rhombischen Vitriole.

Bittersalz (Epsomit).

$MgSO_4 . 7H_2O$; 16,25 MgO, 32,53 SO_3, 51,22 H_2O. Rhombisch und zwar tetraedrisch-hemiedrisch. Rhombische Prismen von 90° 38′ (Fig. 669), beinahe quadratisch, und ein rhombisches Oktaeder, das zuweilen hemiedrisch als Tetraeder ausgebildet ist; 111 : 110 = 129° 3′. Nach dem Brachypinakoid vollkommen spaltbar. H. = 2—2½. G. = 1,68. Natürliche Krystalle kommen kaum vor (Anthrazitgrube von Peychagnard, Dep. Isère, auf Hohlräumen und Spalten im Gips bei Jano unweit Volterra in Toskana), da das Bittersalz sehr leicht in Wasser löslich ist; daher schmeckt es auch auf der Zunge und zwar bitterlichsalzig. Es ist farblos oder zufällig gefärbt und findet sich in Form von Anflügen, Ausblühungen, körnigen und fasrigen Krusten und Stalaktiten etc. Vielfach ist es auch im Quellwasser gelöst (Bitterwasser), z. B. bei Epsom (*Epsomit*) in England, Saidschütz und Püllna in Böhmen, Ofen in Ungarn etc.; auch im Meerwasser. Als Ausblühung in den russischen Steppen an der unteren Wolga, in der Nähe des Eltonsees etc. in Katalonien, sowie bei Madrid und Toledo; vielfach im Gips, z. B. am Montmartre bei Paris, in Aragonien etc. Auf Tonschiefer bei Offenburg in Baden und in den Quecksilbergruben von Idria (dort *Haarsalz* genannt); auf Gneiß bei Freiberg in Sachsen; durch *Co* rotgefärbte Stalaktiten bei Riechelsdorf und bei Herrengrund in Ungarn, auch bei Neusohl und Kremnitz; als Zersetzungs-

Fig. 669.

produkt der alpinen Talkschiefer etc. durch verwitternden Schwefelkies; auch im Gletscherwasser, aus dem es sich in sehr unreinem Zustande ausscheidet (*Gletschersalz*); in Peru, Chile; in einer Höhle am Bosjemansriver in Südafrika etc. Entsteht in derben körnigen Massen als sog. *Reichardtit* aus Kieserit ($MgSO_4 \,.\, H_2O$, pag. 848) durch Wasseraufnahme in der Region der Abraumsalze bei Staßfurt, Leopoldshall, Hallstadt. Verliert bei 250° $6H_2O$ und geht in Kieserit über.

Fauserit (Manganvitriol z. T.). $(Mn, Mg)SO_4 \,.\, 7H_2O$. Zuweilen große, rötlich- bis gelblichweiße, durchsichtige, rhombische Krystalle (Prismenwinkel = 91° 18′) und körnige Stalaktiten in den Bergwerken von Herrengrund in Ungarn. (Vergl. den monoklinen Mallardit, pag. 862.)

Tauriscit. $FeSO_4 \,.\, 7H_2O$. Hellgrüne, hellgelbe und farblose, rhombische Krystalle von der Form und mit den optischen Eigenschaften des Bittersalzes, mit dem chemisch gleichen Eisenvitriol an der Windgälle im Kanton Uri. (Vergl. den monoklinen Eisenvitriol, unten.)

Zinkvitriol (Goslarit). $ZnSO_4 \,.\, 7H_2O$. Ein Verwitterungsprodukt von Zinkblende in Bergwerken, in Gestalt von weißen, körnigen Krusten, meist mit nieriger Oberfläche, und von Stalaktiten. Im Innern derselben zuweilen Krystalle, die ganz mit denen des Bittersalzes übereinstimmen. Rammelsberg bei Goslar, Schemnitz in Ungarn, Fahlun in Schweden, Gagnon Mine in Montana. Fasrige Ausblühungen am Altenberg bei Aachen. *Ferrogoslarit*, gelb bis braun, mit 5% Eisensulfat, begleitet den Goslarit in Zinkerzgruben des Staats Missouri.

Nickelvitriol (Morenosit). $NiSO_4 \,.\, 7H_2O$. Smaragdgrüne bis grünlichweiße, fasrige und haarförmige Efflorescenzen, auch körnig und dicht. Verwitterungsprodukt von Rotnickelkies und anderen ähnlichen Nickelerzen. Riechelsdorf in Hessen, am Kap Ortegal in Spanien und in der Wallacegrube am Huronsee, Nordamerika. Der *Pyromelin* ist ein *Mg*-haltiger Nickelvitriol, der auf der Friedensgrube bei Lichtenberg unweit Bayreuth, grüne, erdige Krusten bildet.

Reihe der monoklinen Vitriole.

Eisenvitriol (Melanterit).

$FeSO_4 \,.\, 7H_2O = FeO \,.\, SO_3 \,.\, 7H_2O$. Monokline Krystalle von häufig pseudorhomboedrischem Habitus mit den oben angegebenen Achsen, kaum jemals von natürlicher Entstehung; meist in Form von hellgrauen, körnigen, zuweilen fasrigen Krusten und Stalaktiten, oder von erdigen, grünlichweißen Beschlägen. Stets ein Verwitterungsprodukt von Schwefelkies und anderen ähnlichen Mineralien in Gegenwart von reduzierenden, vorzugsweise organischen Stoffen, welche die Entstehung von Ferrisulfat verhindern; daher die Bildung von Eisenvitriol vielfach in kieshaltigen Kohlen, besonders Braunkohlen und in bituminösen Tonen und Schietern, aus denen die Substanz früher auch für technische Zwecke gewonnen wurde (Vitriolschiefer). Größere reinere Partien vor allem in Erzgruben, so am Rammelsberg bei Goslar, Grube Gieshübel bei Bodenmais im bayrischen Wald, Graul bei Schwarzenberg im Erzgebirge, Herrengrund in Ungarn, Idria, Fahlun in Schweden. H. = 2; deutliche basische Spaltbarkeit. G. = 1,8—1,9. Süßlich-herber Geschmack. Verliert leicht $6H_2O$ und zerfällt dabei in ein grünlichweißes Pulver. Geht auch zuweilen durch Sauerstoffaufnahme unter Braunfärbung in Ferrisulfat über.

Der Eisenvitriol enthält öfters isomorphe Verbindungen beigemischt, so der

von Idria 4,6 MgO, der von Laurium 9 % ZnO und der sog. *Luckit* aus der Silbergrube Lucky Boy in Utah etwas Mangansulfat. (Vergl. den rhombischen Tauriscit, pag. 861.)

Pisanit. $(Fe, Cu)SO_4 . 7H_2O$. Ein sehr *Cu*-reicher Eisenvitriol aus einem türkischen Kupferbergwerk. Blaue krystallinische Aggregate, dazwischen einzelne flächenreiche Krystalle von der Form des Eisenvitriols. Eine ähnliche Bildung in einer Grube bei Massa Marittima in Toskana.

Salvadorit. Wahrscheinlich ein Kupfereisenvitriol von der ungefähren Zusammensetzung $(^2/_3 Cu, {}^1/_3 Fe)SO_4 . 7H_2O$. Bildet Aggregate bläulichgrüner bis blauer, monokliner Kryställchen in der Salvadorgrube bei Quetena in Chile.

Cupromagnesit. $(Cu, Mg)SO_4 . 7H_2O$. Grüne Krusten auf Vesuvlaven von 1872, bestehen aus Kryställchen von der Form des Eisenvitriols.

Manganvitriol (Mallardit, z. T.). $MnSO_4 . 7H_2O$. Parallelfasrige, farblose, leicht lösliche Aggregate, die einzelnen Fasern mit schiefer Auslöschung. Von der Silbergrube Lucky Boy in Utah. (Vergl. den rhombischen Fauserit, pag. 861.)

Kobaltvitriol (Bieberit). $CoSO_4 . 7H_2O$. Blaßrote Anflüge oder Krusten, zuweilen stalaktitisch, von Bieber bei Hanau; enthält ca. 4 % MgO, also eine isomorphe Beimischung des entsprechend krystallisierten $MgSO_4 . 7H_2O$.

Kupfervitriol (Chalkanthit).

$CuSO_4 . 5H_2O$ mit 31,81 CuO und 32,10 SO_3. Triklin, aber natürliche Krystalle klein und sehr selten (Fig. 670 und pag. 187). Er ist ein Verwitterungsprodukt *Cu*-haltiger Sulfide, z. B. von Kupferkies und anderen ähnlichen Mineralien, und bildet auf diesen ein bläulichweißes Pulver oder schön blaue, mehr oder weniger deutlich krystallinische Krusten, Überzüge und Stalaktiten. Meist nur in geringen Mengen auf Kupfergruben, zuweilen mit anderen Vitriolen. Am Rammelsberg bei Goslar; in Cornwall; Fahlun in Schweden; bei Moldawa im Banat und bei Herrengrund in Ungarn; bei Chessy unweit Lyon; bei Rio Tinto in Spanien und bei Laurion in Attika. In großen Massen, die für die Kupfergewinnung von Bedeutung sind, bei Copaquire im nördlichen Chile. In den Grubenwässern nicht selten gelöst; durch Eisen kann daraus dann Kupfer ausgefällt werden (Zementwasser, Zementkupfer). Selten als Sublimationsprodukt des Vesuvs. G. = 2,286. H. = $2^1/_2$.

Fig. 670.

Siderotil ist ein dem Kupfervitriol entsprechendes Eisensulfat: $FeSO_4 . 5H_2O$ von unbekannter Krystallform. *Ilesit*, weiß, zerreiblich, leicht in H_2O löslich, auf Gängen im Hall Valley, Park Co., Colorado, soll $(Mn, Zn, Fe)SO_4 . 4H_2O$ sein, vielleicht ursprünglich eine dem Kupfervitriol entsprechende Verbindung.

An den Kupfervitriol schließen sich noch einige andere *Kupfersulfat* enthaltende Mineralien, meist basische Verbindungen, an.

Brochantit. $Cu_4SO_7 . 3H_2O = CuSO_4 . 3H_2CuO_2$. Kleine dunkelgrüne, rhombische, kurz säulenförmige Kryställchen, auch körnige und fasrige Aggregate mit rundlicher Oberfläche. In H_2O nicht löslich. Durchsichtig bis durchscheinend. G. = 3,78—3,90. H. = $3^1/_2$—4. Mit anderen oxydischen Kupfererzen am Ausgehenden von Kupferlagerstätten, bei Oberhof a. d. Lahn, Rezbanya und Moldowa in Ungarn, Nischne Tagilsk, Gumeschewsk etc., im Ural, in Chile etc. Als vulkanisches Sublimationsprodukt auf einer Lava bei Krisuvig in Island (*Krisuvigit*).

Langit. Brochantit mit 2 Mol. Krystallwasser: $Cu_4SO_7 . 5H_2O = CuSO_4 . 3H_2CuO_2 . 2H_2O$. Grünlichblaue, sehr kleine, rhombische Kryställchen bilden

krustenförmige Überzüge auf Schiefer in Cornwall. *Devillin* ist ein lichtblaues Gemenge von L. mit Gips.

Waringtonit. $Cu_4SO_4 . 4H_2O$; also $1H_2O$ weniger als Langit. Blaßblaue, mikrokrystallinische Aggregate; begleitet den Langit in Cornwall.

Herrengrundit (Urvölgyit). $(Cu, Ca)_5S_2O_{11} . 6H_2O$. Dünne, dunkelgrüne, sechsseitige, monokline Plättchen und Täfelchen auf Grauwackenschiefer bei Herrengrund in Ungarn mit Gips. Dasselbe, nur *Ca*-frei, ist der *Arnimit*, dünne Überzüge auf dem Porzellanjaspis von Planitz in Sachsen. Vielleicht beruht der *Ca*-Gehalt des Herrengrundits nur auf beigemengtem Gips, dann wären wohl beide identisch.

Stelznerit. $Cu_3SO_6 . 2H_2O = CuSO_4 . 2H_2CuO_2$. Kleine, glänzende, grüne, rhombische Kryställchen, wie chemisch so auch äußerlich ähnlich dem Brochantit; von Remolinos in Chile.

Kamarezit. $Cu_3SO_6 . 8H_2O = CuSO_4 . 2H_2CuO_2 . 6H_2O$. Ein Stelznerit mit 6 Mol. Krystallwasser. Winzige, grasgrüne, wahrscheinlich rhombische Nädelchen in Poren feinkörniger Aggregate von Kamareza bei Laurium in Attika.

Serpierit. Ein basisches Sulfat von *Cu*, *Zn* und *Ca*. Sehr dünne, grünlichblaue, rhombische Täfelchen bilden büschelförmige Gruppen auf Zinkspat, ebenfalls bei Laurium.

Connellit. $Cu_{15}SO_{16}Cl_4 . 15H_2O$. Traubige Aggregate spitziger, hexagonaler, schön blauer und durchsichtiger Kryställchen von Cornwall.

Kröhnkit. $CuSO_4 . Na_2SO_4 . 2H_2O$. Langsäulenförmige, monokline Krystalle und stenglige bis fasrige Aggregate, hellblau, aus der Wüste Atacama im nördlichen Chile. (Vergl. auch den Cyanochroit, pag. 859.)

Lettsomit (Kupfersammterz, Cyanotrichit). $4CuO . Al_2O_3 . SO_3 . 8H_2O$. Sammetähnliche, hellsmalteblaue Kügelchen und Polster werden von haarförmigen, rhombischen Kryställchen gebildet. Alt-Moldowa im Banat auf Brauneisenstein; Grube La Garonne im Dep. du Var, Frankreich, Anflug rosenförmig angeordneter Nädelchen auf Sandsteinplatten; auch in Utah und Arizona. Ähnlich zusammengesetzt sind die schön blauen, durchsichtigen, kleintraubigen Aggregate des *Woodwardit* von Cornwall. Ein basisches wasserhaltiges Aluminium-Kupfer-Sulfat mit 4,11 % *Cl* ist auch der rhomboedrisch-hemimorphe, polar-pyroelektrische, basisch vollkommen spaltbare, dunkelgrüne *Spangolith* von St. Day in Cornwall und von Arizona.

Hier sei noch angeschlossen der:

Zinkaluminit. $6ZnO . 3Al_2O_3 . 2SO_3 . 18H_2O$. Sechsseitige, aber vielleicht nach dem optischen Verhalten nicht hexagonale, grünlichweiße Täfelchen auf Zinkspat bei Laurium in Griechenland.

Tonerdesulfate.

Alumian. Al_2SO_6. Wasserfrei. Weiße bis hellgrüne und blaue feinkörnige Aggregate als Efflorescenz auf Tonschiefer in der Sierra Almagrera in Spanien.

Aluminit.

$Al_2SO_6 . 9H_2O = Al_2O_3 . SO_3 . 9H_2O$. Bildet milde und oft zerreibliche, weiße, undurchsichtige, rundliche Knollen von feinschuppiger bis erdiger Struktur. U. d. M. sieht man kleine Plättchen und Prismen, doppeltbrechend mit schiefer Auslöschung. H. = 1. G. = 1,8. In *HCl* leicht löslich, aber nicht in H_2O. Bei Halle a. d. S. auf Schichtenfugen der Braunkohlensande; bei Kochendorf in Württemberg im Keuper;

Melbthal bei Bonn im Löß; Mühlhausen bei Kralup in Böhmen im Quadersandstein; Auteuil bei Paris; New Haven in Sussex (*Websterit*); bei Brighton als Ausfüllung einer 3 Fuß mächtigen Spalte in der Kreide. Nur durch einen etwas geringeren Wassergehalt ($2^1/_2$—$3H_2O$) ist der *Werthemannit* aus Peru vom Aluminit verschieden.

Paraluminit. $Al_4SO_9 . 15H_2O$. Äußerlich wie Aluminit; ebenfalls bei Halle, sowie bei Huelgoat in der Bretagne.

Felsöbanyit. $Al_4SO_9 . 10H_2O = 2Al_2O_3 . SO_3 . 10H_2O$, dem Aluminit ähnlich, bildet kleine, weiße Kugeln und Knollen auf Schwerspat bei Felsöbanya in Ungarn. Ebenfalls nur in Säuren löslich.

Keramohalit (Haarsalz z. T., Halotrichit, Alunogen). $Al_2S_3O_{12} . 18H_2O = Al_2O_3 . 3SO_3 . 18H_2O$. Haar- oder nadelförmige, vielleicht monokline Kryställchen, fasrige bis feinstenglige Aggregate, Krusten mit nieriger und traubiger Oberfläche und Ausfüllungen schmaler Spalten. Seltener schuppig und körnig. Farblos oder gelblich bis grünlich; perlmutterglänzend. H. = $1^1/_2$—2. G. = 1,6—1,7. In Wasser löslich. Besonders in der Braunkohlenformation als Zersetzungsprodukt schwefelkiesführender Tone: Freienwalde bei Berlin, Friesdorf bei Bonn, Kolosoruk in Böhmen; ebenso in der Steinkohlenformation bei Potschappel in Sachsen. Sublimationsprodukt des Steinkohlenbrandes bei Dudweiler unweit Saarbrücken; vulkanisches Exhalationsprodukt (Fumarolenbildung) auf der Insel Milo und in Quito; auf Erzgruben bei Bodenmais in Bayern und bei Königsberg in Ungarn. In großer Menge bei Adelaide in Australien. *Tekticit* (Braunsalz, Graulit) ist ein 5% Fe_2O_3 enthaltender Keramohalit, kleine büschelförmig gruppierte, zerfließliche, braune Kryställchen am Graul bei Schwarzenberg und bei Bräunsdorf unweit Freiberg in Sachsen.

Gruppe der Alaune.

Sehr wenig wichtig. In Wasser leicht löslich. Fast nie natürlich gebildete Krystalle. Die künstlichen sind regulär-pyritoedrisch; Hauptform das Oktaeder, meist mit abgestumpften Kanten und Ecken. Das wichtigste Glied der Gruppe ist der Kalialaun, $K_2SO_4 . Al_2S_3O_{12} . 24H_2O$; die anderen in der Natur vorkommenden Alaune unterscheiden sich dadurch, daß statt K_2 bei ihnen Na_2, $(NH_4)_2$, Mg, Mn oder Fe in der Verbindung vorhanden ist (Natron-, Ammoniak-, Magnesia-, Mangan- und Eisenalaun). Bei einigen natürlichen Alaunen sind statt $24\,H_2O$ nur $22\,H_2O$ vorhanden. Diese sind dann nicht regulär, sondern vielleicht monoklin und jedenfalls wenigstens teilweise doppelbrechend. Vielleicht hängt damit z. T. auch die für reguläre Krystallisation ungewöhnliche fasrige Ausbildung mancher natürlicher Alaune zusammen. Derartige Mineralien gehören dann nicht zu den eigentlichen Alaunen im gewöhnlichen Sinne des Wortes.

Kalialaun (Kalinit). $K_2SO_4 . Al_2S_3O_{12} . 24H_2O$. Bildet meist weiße Effloreszenzen auf schwefelkieshaltigen Tonen und Tonschiefern an vielen Orten (Alaunton und Alaunschiefer, aus denen Alaun früher im großen gewonnen wurde). Auch als Sublimationsprodukt von brennenden Kohlenfeldern, z. B. Dudweiler bei Saarbrücken, und von Vulkanen, z. B. in der Solfatara bei Pozzuoli mit anderen Sulfaten.

Natronalaun (Solfatarit). $Na_2SO_4 . Al_2S_3O_{12} . 24H_2O$, z. T. $22H_2O$. Erdige Effloreszenzen oder weiße, fasrige, seidenglänzende Aggregate. Solfatara (mit Kalialaun), Insel Milo, Schimane in Japan, San Juan und Mendoza in Argentinien (*Mendozit*). Nur $12H_2O$ enthält der fablose, fasrige *Tamarugit* von den Cerros Pintados in Chile.

Ammoniakalaun (Tschermigit). $(NH_4)_2SO_4 . Al_2S_3O_{12} . 24H_2O$. Dünne, parallelfasrige, durchscheinende Platten in der Braunkohle von Tschermig und Dux in Böhmen und von Tokod bei Gran in Ungarn. Vulkanisches Sublimationsprodukt in der Solfatara, am Ätna etc.

Magnesiaalaun (Pickeringit). $MgSO_4 . Al_2S_3O_{12} . 22H_2O$. Wahrscheinlich monoklin; doppelbrechend. Farblose, gelbliche und rosenrote, seidenglänzende Fasern von Iquique in Chile, Colorado, mehrorts in Argentinien und bei Newport in Neuschottland als Ausblühung auf Silurschiefern. Ähnlich zusammengesetzt sind: *Sonomait*, $3MgSO_4 . Al_2S_3O_{12} . 33H_2O$, farblose, seidenglänzende Aggregate gebildet in dem Geysir von Sonoma Co., Kalifornien. *Pikroalumogen*, $2MgSO_4 . Al_2S_3O_{12} . 22H_2O$, farblose bis rosenrote, fasrige stalaktitische Bildungen, doppelbrechend, in der Eisengrube von Vigneria auf Elba. *Sesqui-Magnesiaalaun*, $3MgSO_4 . 2Al_2S_3O_{12} . 53H_2O$, von den Cerros Pintados in Chile, wie der vorige vielleicht ein Gemenge. *Dumreicherit*, $4MgSO_4 . Al_2S_3O_{12} . 36H_2O$, dünne stenglige Krusten, als Fumarolenbildung auf der Capverden-Insel S. Antão; und andere. *Stüvenit*, dünne stenglige Krystalle von Copiapo, ist wohl eine isomorphe Mischung von Natron- und Magnesiaalaun mit 24 Mol. H_2O.

Manganalaun (Apjohnit). $MnSO_4 . Al_2S_3O_{12} . 24H_2O$, der H_2O-Gehalt etwas schwankend. Ziemlich genau diese Formel haben die feinfasrigen Aggregate von der Delagoabay, etwas weniger H_2O enthält der M. von Sevier Co., Tennessee. *Bosjemanit* (Buschmanit), ein Aggregat langer, weißer, seidenglänzender Fasern aus einer Höhle am Bosjemans River in Südafrika mit Bittersalz, ist eine isomorphe Mischung von Mangan- und Magnesiaalaun mit 22 oder 24 H_2O.

Eisenalaun (Halotrichit, Federalaun, Haarsalz z. T.). $FeSO_4 . Al_2S_3O_{12} . 24H_2O$. Rote, grüne oder weiße Fasern bilden seidenglänzende, asbestähnliche Aggregate auf den Quecksilbergruben von Idria und in der Pfalz; in den Gruben von Bodenmais im bayr. Wald; in der Braunkohle von Artern in Thüringen; bei Björkbakkagaard in Finnland, an der Solfatara und am Urumiasee in Persien. Die langen Fasern des Vorkommens von Copiapo in Chile haben genau die obige Formel mit $24H_2O$, sind aber doppelbrechend und die Auslöschung ist schief zur Faser (monoklin?). Ähnlich ist es mit dem sog. *Hversalt*, auf vulkanischen Gesteinen in Island, das aber etwas MgO und Fe_2O_3 enthält. In der Zusammensetzung steht manche *Bergbutter* nahe, ein Zersetzungsprodukt von kieshaltigen Schiefern (Alaunschiefern), das von diesen in anfänglich butterartig weicher Beschaffenheit ausgeschieden wird.

Dietrichit. $(Zn, Fe, Mn)SO_4 . Al_2S_3O_{12} . 22H_2O$, mit 3,7 ZnO. Schmutzig weiß, aus feinen, doppelbrechenden, gerade auslöschenden Fasern bestehend, von Felsöbanya in Ungarn.

Als Doppelsalz schließt sich hier an:

Ettringit. $6CaO . Al_2O_3 . 3SO_3 . 33H_2O$. Sehr feine, seidenglänzende, farblose, hexagonale Nädelchen aus Kalkeinschlüssen der Lava am Ettringer Bellerberg etc. nahe dem Laacher See.

Den Alaunen reiht sich ferner an die

Isomorphe Reihe des Alunits.

Rhomboedrisch.	$a:c$	opt.
Alunit: $K_2SO_4 . 3Al_2SO_6 . 6H_2O$;	1:1,252	+
Jarosit: $K_2SO_4 . 3Fe_2SO_6 . 6H_2O$;	1:1,245	—
Plumbojarosit: $PbSO_4 . 3Fe_2SO_6 . 6H_2O$;	1:1,216	—
Natrojarosit: $Na_2SO_4 . 3Fe_2SO_6 . 6H_2O$;	1:1,104	—

(Hillebrand und Penfield, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 36, 1902, pag. 545.)

Alunit (Alaunstein).

$K_2O \,.\, 3Al_2O_3 \,.\, 4SO_3 \,.\, 6H_2O = K_2SO_4 \,.\, 3Al_2SO_3 \,.\, 6H_2O$ mit 11,33 K_2O, 37,10 Al_2O_3, 38,56 SO_3 und 13,01 H_2O, das erst bei ziemlich hoher Temperatur weggeht. Zuweilen ist prozentisch die Hälfte des K_2O durch Na_2O ersetzt (*Natroalunit*). Kleine Rhomboederchen R, $R/R = 90^0\ 50'$ E. K., basisch deutlich spaltbar, selten andere Formen, z. B. dünne Plättchen, sitzen auf Drusenräumen der meist körnigen, dichten und erdigen Masse. G. = 2,6—2,8. H. = 3½—4; häufig härter wegen Beimengung von Quarz, Feldspat und anderen härteren Mineralien. Farblos, weiß, rötlich, gelblich. Durchscheinend, in dünnen Schichten durchsichtig. Optisch +. Von H_2O und HCl nicht angegriffen, von heißer konz. H_2SO_4 und Kalilauge schwierig aufgelöst. Nach dem Glühen zieht Wasser Alaun aus. Hierauf beruht die Verwendung zur Alaungewinnung, z. B. zu Tolfa bei Rom (römischer oder kubischer Alaun, da diese Substanz aus der erhaltenen Lösung in Form von Würfeln auskrystallisiert). Steht meist mit Trachyt und ähnlichen jüngeren Orthoklasgesteinen in Verbindung, deren Feldspat durch Einwirkung SO_2-haltiger vulkanischer Dämpfe, also durch Solfatarentätigkeit, in Alaunstein überging, so bei Muszay, Beregszaz und Parad in Ungarn, am Mont Dore in Frankreich, bei Tolfa, auf der Insel Milo. Diese umgewandelten Gesteine sind meist stark porös; auf den Poren sitzen die Kryställchen. Andere Arten des Vorkommens sind im Gips bei Hadschi Kan in der Bucharei und als knollige Konkretionen im Tertiärsand von Wurzen in Sachsen. Ein unreiner Alaunstein ist wohl auch der *Ignatiewit*, der in ähnlicher Weise in einem weißen Sande bei Ekatrinoslaw im Distrikt Bachmut im südl. Rußland fasrige Knollen bildet. *Natroalunit* ist bekannt vom Red Mountain in Colorado als krystallinisches Pulver und von den Rosita Hills in demselben Staate.

Löwigit. Wie Alunit zusammengesetzt, aber $9H_2O$. Gelbliche, amorphe, in HCl lösliche Knollen, in der Steinkohle von Zabrze in Oberschlesien, auch bei Muszay und Tolfa.

Jarosit. $K_2O \,.\, 3Fe_2O_3 \,.\, 4SO_3 \,.\, 6H_2O$. Stark glänzende, schwarzbraune bis honiggelbe, basisch deutlich spaltbare, rhomboedrische, optisch negative Täfelchen, die auf derben, körnigen und dichten Aggregaten desselben Minerals sitzen, auf dem Jaroso-Gang in der Sierra Almagrera in Spanien; auch bei Schwarzenberg in Sachsen, bei Beresowsk, sowie in Colorado und Arizona. Mit dem Jarosit wird das Gelbeisenerz (pag. 869) zuweilen in nähere Beziehung gebracht. Im *Natrojarosit* ist K_2O durch Na_2O vertreten; er bildet an der Ostseite des Soda Spring Valley in Nevada ein braungelbes schimmerndes Pulver winziger rhomboedrischer, opt. — Plättchen; bei Cooks Peak in Neu-Mexiko sind solche Kryställchen zu einem etwas festeren Aggregat verbunden. Im *Plumbojarosit* wird K und Na durch Pb isomorph vertreten, der einzige bekannte Fall dieser Art. Wie der Natrojarosit ein schimmerndes, braungelbes Pulver oder ein loses, zerreibliches Aggregat opt. —, rhomboedrischer Täfelchen von Cooks Peak in Neu-Mexiko.

Dem Jarosit schließt sich an die Reihe der

Eisenoxydsulfate (Ferrisulfate) und Doppelsalze.

Diese Gruppe enthält die meist basischen, reinen Ferrisulfate, aber auch die Doppelsalze, welche daneben noch *FeO*, *ZnO*, *MnO*, Alkalien etc. enthalten. Sie sind in ihrer Zusammensetzung vielfach noch nicht genau bekannt, namentlich bezüglich der Rolle, die das Wasser spielt. Daher sind hier fast durchweg nur die empirischen Formeln angeführt, die keine Rücksicht darauf nehmen, ob Wasser oder Hydroxyl vorhanden ist. Manche sind in H_2O löslich, manche andere nur teilweise unter Hinterlassung basischer Verbindungen. Die hierher gehörigen Mineralien sind zum größten Teil Verwitterungsprodukte des Schwefelkieses und anderer ähnlicher Schwefelverbindungen in Abwesenheit von reduzierenden Substanzen, die wie bei der Vitriolbildung die Entstehung von Ferrisulfaten hindern (pag. 861); z. T. sind es auch Oxydationsprodukte des Eisenvitriols, der durch Sauerstoffaufnahme in Ferrisulfat übergehen kann. (Scharizer, Zeitschr. f. Kryst. Bd. 30, 1898, 209; Bd. 32, 1900, pag. 338; Bd. 35, 1901, pag. 345; Bd. 37, 1903, pag. 529; Linck, ibid. Bd. 15, 1888, pag. 1; Frenzel, Min. u. petr. Mittlgn. IX, 1888, pag. 387 und XI, 1890, pag. 214.)

Coquimbit. $Fe_2S_3O_{12} . 9H_2O = Fe_2O_3 . 3SO_3 . 9H_2O$, meist etwas Al_2O_3. Kleine, dick tafelförmige oder nieder säulenförmige, rhomboedrische Krystalle, manchmal eine dem regulären Oktaeder ähnliche Kombination eines Rhomboeders mit der Basis, daher früher für regulär gehalten (*Blakëit*). Meist aber feinkörnige Aggregate. G. = 2,0—2,1. H. = 2—2½. Farblos, gelblich, grünlich, bläulich. In kaltem H_2O löslich. Von Tierra Amarilla bei Copiapo in der Provinz Atacama, Chile (nicht bei Coquimbo, woher der Name) in einem trachytischen Gestein als Verwitterungsprodukt von Kiesen.

Quenstedtit, von Coquimbit nur durch $1 H_2O$ mehr unterschieden: $Fe_2S_3O_{12} . 10H_2O = Fe_2O_3 . 3SO_3 . 10H_2O$. Monokline, tafelförmige, gipsähnliche, rötlichviolette Krystalle von Copiapo. Leicht mit H_2O zerfließlich.

Ihlëit. Noch $2H_2O$ mehr: $Fe_2S_3O_{12} . 12H_2O = Fe_2O_3 . 3SO_3 . 12H_2O$. Rötlichgelbe, traubige Effloreszenz auf dem kieshaltigen Graphit von Mugrau im Böhmerwald, als Verwitterungsprodukt des Kieses.

Copiapit. $Fe_4S_5O_{21} . 18H_2O = 2Fe_2O_3 . 5SO_3 . 18H_2O$. Sechsseitige, jedoch monokline Krystalle mit basischem Bl. Br. (daher „blättriges basisches schwefelsaures Eisenoxyd"). G. = 2,10. H. = 1½. Gelb und gelblichgrün durchscheinend bis durchsichtig, perlmutterglänzend. In Wasser löslich. Bei Copiapo z. T. den Coquimbit krustenförmig bedeckend, und in der Sierra Gorda bei Caracoles in Chile; bei Fahlun in Schweden und bei Wehrschau in Böhmen auf Ton. Dasselbe ist wohl der gelbe, lockere, feinschuppige Aggregate bildende *Misy* vom Rammelsberg bei Goslar. (Andere Misy genannte Substanzen sind abweichend zusammengesetzt und gehören z. T. zum Metavoltin.)

Hohmannit. $Fe_2S_2O_9 . 7H_2O = Fe_2O_3 . 2SO_3 . 7H_2O$. Trikline, deutlich spaltbare, kastanienbraune Krystalle mit rostgelbem Strich und leicht rostartig verwitternd, bilden breitstrahlige Aggregate im Copiapit von der Sierra Gorda bei Caracoles in Chile. *Amarantit*, ebenso zusammengesetzt und gleichfalls triklin, aber mit anderen Winkeln von demselben Fundort, orangefarbig; ist wohl nur eine feinkörnige Abart des Hohmannits.

Castanit. Chemisch wie Hohmannit, aber $8H_2O$. Bildet kastanienbraune, für monoklin gehaltene Prismen, die den H. bei Caracoles begleiten.

Stypticit. Noch wasserreicher: $Fe_2S_2O_9 . 10H_2O = Fe_2O_3 . 2SO_3 . 10H_2O$. Gelblichweiße bis schmutzig gelbgrüne, vielleicht monokline Fasern, G. = 1,85, bilden radial angeordnete Krusten und Überzüge („strahliges schwefelsaures Eisenoxyd“) als Begleiter des Copiapits. In H_2O teilweise unter Hinterlassung eines basischeren Salzes gelöst. Nicht wesentlich verschieden ist der gelbe *Fibroferrit*, ebenfalls von Copiapo in Chile.

Apatelit. $Fe_6S_5O_{24} . 2H_2O = 3Fe_2O_3 . 5SO_3 . 2H_2O$. Gelbe, nierige, feinschuppige und erdige Aggregate im Ton von Auteuil bei Paris.

Paposit. $Fe_4S_3O_{15} . 10H_2O = 2Fe_2O_3 . 3SO_3 . 10H_2O$. Dunkelrote, glänzende, Krystallfasern im Kupfervitriol von Paposa in Atacama.

Karphosiderit. $Fe_6S_4O_{21} . 10H_2O = 3Fe_2O_3 . 4SO_3 . 10H_2O$. Gelbe, hexagonale, basisch spaltbare Täfelchen bilden fettglänzende nierige Aggregate als Überzüge auf Sandstein bei St. Leger unweit Mâcon in Frankreich und bei Laurium in Attika.

Utahit. $Fe_2SO_6 . 2H_2O = Fe_2O_3 . SO_3 . 2H_2O$. Braune, gelbumränderte, scheinbar reguläre, rhomboedrische Kryställchen und seidenglänzende, feinschuppige Anflüge auf Quarz; Eureka-Hill-Grube in Utah und Guanaco, Distr. Taltal, Chile. Der honiggelbe *Raimondit* auf Zinnstein bei Ehrenfriedersdorf im Erzgebirge ist bei paposit-ähnlicher Zusammensetzung ($2Fe_2O_3 . 3SO_3 . 7H_2O$) gleichfalls rhomboedrisch.

Planoferrit. $Fe_2SO_6 . 15H_2O$. Sechsseitige, wahrscheinlich rhombische, in H_2O leicht lösliche, gelblichgrüne und braune Täfelchen auf grünem Copiapit von Lautaro in Atacama.

Glockerit. $Fe_4SO_9 . 6H_2O = 2Fe_2O_3 . SO_3 . 6H_2O$. Bildet bis 2 Fuß lange, braune, glänzende, dünnschalige Stalaktiten, im Innern teilweise erdig und heller, auch dunkelgrün gefärbt, bei Obergrund unweit Zuckmantel in Österr.-Schlesien mit Stilpnomelan. Dasselbe und wohl nur eine erdige, gelbe Abart des G. ist der *Vitriolocker* vom Rammelsberg bei Goslar und von Fahlun in Schweden mit Botryogen.

Pissophan. $Fe_4SO_9 . 15H_2O = 2Fe_2O_3 . SO_3 . 15H_2O$, zuweilen mit einem starken Al_2O_3-Gehalt. Amorph, kolophoniumähnlich, grünbraun und gelb durchsichtig bis durchscheinend, zuweilen stalaktitisch. Verwitterungsprodukt schwefelkieshaltiger Schiefer (Alaunschiefer) von Saalfeld in Thüringen und Reichenbach in Sachsen; manchmal anfänglich noch weich.

Auch noch ein- und zweiwertige Metalle enthalten:

Roemerit. $FeO . Fe_2O_3 . 4SO_3 . 14H_2O$. Hell- bis dunkelbraune, violette bis gelbe, glänzende, trikline Täfelchen und körnige Aggregate; im Wasser leicht löslich. In alten Halden am Rammelsberg bei Goslar mit einem kleinen ZnO-Gehalt, sowie bei Madeni Zakh in Persien und bei Copiapo.

Voltait. $(Fe, Mg, K_2, Na_2)O . (Fe, Al)_2O_3 . 4SO_3 . H_2O$, aber noch nicht sicher bestimmt. Dunkelgrüne bis schwarze, fettglänzende, quadratische, pseudoreguläre Kryställchen aus den alten Halden des Rammelsbergs bei Goslar, bei Kremnitz in Ungarn und bei Madeni Zakh in Persien; auch ein vulkanisches Sublimationsprodukt der Solfatara bei Neapel.

Ein Zersetzungsprodukt des V. ist der hexagonale *Metavoltin*. Er bildet bei Madeni Zakh ein ockergelbes schuppiges Aggregat von der Zusammensetzung: $5(K_2, Na_2, Fe)O . 3Fe_2O_3 . 12SO_3 . 18H_2O$.

Ähnliche Verbindungen sind auch der *Plagiocitrit* und der *Klinophäit* mit etwas CoO und NiO, die durch die Einwirkung verwitternden Schwefelkieses auf den Basalttuff am Bauersberg bei Bischofsheim a. d. Rhön entstanden sind.

Ferronatrit (Gordait). $3Na_2O \, . \, Fe_2O_3 \, . \, 6SO_3 \, . \, 6H_2O$. Rosettenförmige Gruppen rhomboedrischer Kryställchen, weiß oder blaß grünlich und gelblich; von der Sierra Gorda bei Caracoles in Chile mit anderen ähnlichen Mineralien.

Quetenit. $MgO \, . \, Fe_2O_3 \, . \, 3SO_3 \, . \, 12H_2O$. Rötlichbraune, undeutliche, monokline oder trikline Prismen im Kupfervitriol von Quetena in Chile.

Botryogen. $2(Mg, Zn)O \, . \, Fe_2O_3 \, . \, 4SO_3 \, . \, 15H_2O$. Kleine, kurz prismatische und prismatisch spaltbare, monokline, hyacintrote bis gelbbraune, stark pleochroitische Kryställchen, meist aber kleintraubige, fasrige Aggregate bei Fahlun in Schweden mit Bittersalz, Madeni Zakh in Persien und Copiapo.

Rubrit. $2MgO \, . \, Fe_2O_3 \, . \, 4SO_3 \, . \, 18H_2O$. Glasglänzende, dunkelrote, rhombische oder monokline, spröde Doppelpyramiden aus der Nähe des Laoflusses in der Wüste Atacama.

Urusit. $2Na_2O \, . \, Fe_2O_3 \, . \, 4SO_3 \, . \, 7H_2O$. Aus kleinen, gelben, roten, rhombischen Kryställchen zusammengefügte weiche Knollen, von der Hochfläche Urus auf der Insel Tscheleken im kaspischen Meer mit Eisenvitriol. Wahrscheinlich dasselbe ist der feinfasrige, orangegelbe *Sideronatrit* aus einer Grube bei Huantajaya in Chile.

Gelbeisenerz. Vielleicht $K_2O \, . \, 4Fe_2O_3 \, . \, 5SO_3 \, . \, 9H_2O$ (nicht Gelbeisenstein, pag. 569). Gelbe, nierenförmige, knollige und plattige Partien von muschligem Bruch, auch erdig; ein Zersetzungsprodukt des Schwefelkieses in der Braunkohle von Tschermig und Kolosoruk in Böhmen, auch im Alaunschiefer von Modum in Norwegen etc.

(Vergl. auch Jarosit, pag. 866.)

U-haltige Sulfate.

Alle sind Zersetzungsprodukte des Uranpecherzes (pag. 529).

Uranvitriol (Johannit). $USO_4 \, . \, H_2O$ (?) mit etwas Cu. Grüne, monokline Kryställchen bilden dünne, nierenförmige Überzüge auf Uranpecherz und Glimmerschiefer bei Joachimsthal und Johanngeorgenstadt im Erzgebirge. *Uranopilit.* $8UO_3 \, . \, CaO \, . \, 2SO_3 \, . \, 25H_2O$; gelbe, sammetähnliche Krusten, wie Uranvitriol vorkommend. *Uranocker* nennt man gelbe und grüne, erdige, zerreibliche Überzüge vom gleichen Vorkommen und ähnlicher Zusammensetzung. *Uranblüte* (Zippeït). Ähnlich wie Uranvitriol zusammengesetzt, teils Cu-haltig, teils Cu-frei; gelbe Fasern oder Plättchen sind rosettenförmig angeordnet; auf alten Halden bei Joachimsthal. Andere ähnliche wie die obigen, noch nicht genauer bekannten Zersetzungsprodukte sind *Urangrün*, *Voglianit* und *Medschidit* genannt worden. Eine Verbindung der Uransäure ist der *Uranosphärit.* $Bi_2O_3 \, . \, 2UO_3 \, . \, 3H_2O$. Orangegelbe bis ziegelrote, radialfasrige Wärzchen von der Grube „Weißer Hirsch" bei Neustädtel im Erzgebirge.

XIV. Klasse.

Mineralsubstanzen organischen Ursprungs.

Einige Salze organischer Säuren sind homogen; die anderen Mineralien dieser Klasse sind alle mehr oder weniger komplizierte, wenn auch z. T. homogen aussehende Gemenge.

Krystallisierte Salze organischer Säuren.

Honigstein (Mellit). $Al_2C_{12}O_{12}.18H_2O = Al_2O_3.C_{12}O_9.18H_2O$; 40,30 Honigsteinsäure (Mellitsäure) $C_{12}O_9$, 14,36 Al_2O_3, 45,34 H_2O. Niedere quadratische Oktaeder P; $P/P = 93^0 5'$ (S. K.), doch ziemlich schwankend; häufig sind die Endecken durch eine krumme Basis, die Seitenecken durch kleine Flächen des Prismas der anderen Stellung abgestumpft. Die weißen oder gelben, auch rotgelben Krystalle zeigen muschligen Bruch. H. = 2—2$^1/_2$, wenig spröde. G. = 1,57—1,64. Fettglanz; — D. Br., häufig anomal zweiachsig. Einzeln eingewachsen in der Braunkohle bei Artern und Esperstädt in Thüringen; als mikrokrystallinischer Überzug in der Braunkohle von Dransfeld bei Göttingen; findet sich ferner in der Braunkohle bei Luschitz in Böhmen, im Quadersandstein bei Waldow in Mähren und in der Steinkohle von Malöwka im Gouv. Tula. In Wasser unlöslich, aber in Salpetersäure und Kalilauge löslich. V. d. L. ohne Geruch verkohlend, zuletzt bleibt ein weißer Rückstand von Al_2O_3.

Oxalit (Humboldtin). $2FeC_2O_4.3H_2O = 2(FeO.C_2O_3).3H_2O$. Haarförmige Krystalle, auch derb, feinkörnig, erdig, traubig, ähnlich dem Gelbeisenerz; gelb, schwach fettglänzend. In Säuren leicht löslich. V. d. L. auf Kohle erst schwarz, dann rot (Fe_2O_3). Nur in der Braunkohle, Grossalmerode in Hessen, Luschitz und Kolosoruk bei Bilin in Böhmen, Gegend von Duisburg etc.

Whewellit (Oxalsaurer Kalk). $CaC_2O_4.H_2O = CaO.C_2O_3.H_2O$,. Monoklin, mit basischer Spaltbarkeit; häufig bis 3$^1/_2$ cm lange herzförmige Zwillinge nach $P\infty$ ($\bar{1}01$) auf einer Kluft im Liegenden eines Steinkohlenflötzes bei Burgk im Plauenschen Grund bei Dresden. Auf tonigem Sphärosiderit im Segen-Gottes-Schacht bei Zwickau in Sachsen; im Letten in der Braunkohlengrube Venustiefbau bei Brüx in Böhmen als flache, bis handgroße, radialstrahlige und -fasrige Scheiben; auch an einem unbekannten Fundort (Ungarn?) auf Kalkspat. *Thierschit*, grauliche, warzige Krusten von Kalkoxalat auf den Marmorsäulen des Parthenon in Athen.

Kohlenwasserstoffe.

Erdöl (Naphta, Steinöl, Petroleum, Bergteer, Bitumen z. T.)

Das natürliche Petroleum (Rohpetroleum) ist eine Mischung zahlreicher verschieden zusammengesetzter Kohlenwasserstoffe von bei gewöhnlicher Temperatur gasförmiger, flüssiger oder fester Beschaffenheit, die zusammen eine je nach dem Mischungsverhältnis mehr oder weniger dünnflüssige Masse liefern. In der Hauptsache sind es Verbindungen der Methanreihe von der allgemeinen Formel C_nH_{2n+2}, wozu sich aber auch noch Kohlenwasserstoffe anderer Reihen, so namentlich solche von der Zusammensetzung C_nH_{2n}, sowie besonders einige aus der Benzolreihe, C_nH_{2n-6}, gesellen, letztere vorzugsweise im Petroleum aus dem Kaukasus (von Baku). Die C-ärmsten Glieder der Methanreihe, CH_4 bis C_5H_{12} sind gasförmig, die C-

reicheren bis $C_{20}H_{42}$ sind flüssig und die C-reichsten jenseits der letzteren Formel fest. Der gasförmige Anteil entweicht schon bei gewöhnlicher Temperatur und macht das Rohpetroleum besonders leicht entzündlich. An manchen Orten entweichen solche gasförmigen Produkte in großen Massen, die dann als natürliche Heiz- und Leuchtgase Verwendung finden, so besonders in Nordamerika. Bei Baku auf der Halbinsel Apscheron im kaspischen Meere entsteigen dem petroleumhaltigen Boden brennbare Gase und bilden Gasquellen, von denen eine seit 900 v. Chr. ununterbrochen in Flammen steht. Es sind die heiligen Feuer der Parsi. Die flüssigen und festen Teile des natürlichen Erdöls werden mit zunehmendem C-Gehalt immer schwerer (G. des Rohpetroleums schwankt zwischen 0,6 und 0,9) und immer weniger flüchtig. Sie lassen sich infolge der stetigen Zunahme des Siedepunkts durch fraktionierte Destillation voneinander trennen. In der Praxis wird durch diese Operation das rohe Erdöl in einzelne Teile zerlegt, die in verschiedener Weise benützt werden. Der bis 100° C übergehende, bei gewöhnlicher Temperatur flüssige Anteil ist der *Petroleumäther*, von 100° bis 150° erhält man das *Benzin* und das *Ligroin*, von 150° bis 300° destilliert das zum Brennen in den Lampen benutzte raffinierte *Petroleum*. Die bei noch höherer Temperatur siedenden Partien, also die C-reichsten Kohlenwasserstoffe, geben Vaselin, Massut und Schmieröle verschiedener Art, die neben dem Leuchtöl ganz besonders wichtig sind. In ihnen ist stets auch eine größere oder geringere Menge Paraffin enthalten. Diese Bestandteile sind in verschiedenen Mengen in den Rohölen der einzelnen Lokalitäten vorhanden, die daher auch ziemlich voneinander abweichende Beschaffenheit besitzen. So sind im nordamerikanischen Erdöl mehr leichte, im kaukasischen mehr schwere Kohlenwasserstoffe vorhanden etc.

Das natürliche Rohpetroleum hat einen aromatischen Geruch. Es ist je nach seiner Zusammensetzung zuweilen, allerdings nur selten, durchsichtig und hell gefärbt, alsdann häufig stark fluoreszierend, leicht flüssig und leicht flüchtig (*Naphta*); oder weniger leicht flüssig und flüchtig, gelb bis braun (*Steinöl*); oder endlich dick und zähflüssig, schwer flüchtig, besonders reich an Paraffin und braun bis schwarz (*Bergteer*). Indessen wird auch das hellgefärbte und leicht flüssige Petroleum beim Stehen an Licht und Luft allmählich dickflüssig und dunkel bis undurchsichtig, und endlich ganz fest (Asphalt).

Das rohe Petroleum findet sich, nicht selten in Begleitung von Soole und von Steinsalz, in größeren oder kleineren Mengen an zahlreichen Orten in Sedimentärschichten von verschiedenem geologischem Alter. Vielfach durchtränkt es die Gesteine mehr oder weniger reichlich, die dann bituminös genannt werden; hiervon wird bei der Betrachtung des Asphalts noch eingehender die Rede sein.

Aus solchen bitumenreichen Gesteinen sickert das Petroleum zuweilen aus und kann unter günstigen Umständen und an passenden Orten gewonnen werden. In manchen Gegenden sammelt sich das Petroleum sogar in ungeheuren Mengen an und stagniert in unterirdischen Becken, aus denen es in Bohrlöchern in die Höhe steigt und sogar in Form von Springquellen bis über die Erdoberfläche emporsprudelt. Hier sind die wichtigsten Gewinnungsstellen des in der Praxis so massenhaft verwendeten Öles.

In Deutschland gewinnt man kleine Mengen Petroleum in Hannover (Peine, Lüneburger Heide bei Wietze etc.), bei Bechelbronn im Elsaß, bei Tegernsee (Quirinusöl) etc. Viel reichlicher ist das Vorkommen und die Produktion in den Karpathen, in Galizien und östlich bis nach Rumänien. Gewaltige Massen liefert die Gegend von Baku am kaspischen Meer (kaukasisches Petroleum). Hier findet die stärkste Produktion statt, der jedoch die nordamerikanische, besonders im Staate Pennsylvanien, aber auch im westlichen New-York, in Ohio und Virginien fast gleichkommt. Kanada tritt demgegenüber fast ganz zurück, und ebenso ist die Ausbeute in Indien (Rangun, Sumatra, Java etc.) von untergeordneter Bedeutung.

Das Petroleum ist wohl zweifellos ein Zersetzungsprodukt organischer (tierischer und pflanzlicher) Stoffe. Doch ist ihm auch schon ein rein unorganischer Ursprung (Zersetzung von im Erdinnern vermuteten Karbiden durch Wasser etc.) zugeschrieben worden.

Asphalt (Erdpech, Judenpech, Bitumen z. T.).

Bald fest, bald zähflüssig, stets dunkel braunschwarz gefärbt. Der zähflüssige Asphalt gleicht dem Bergteer, mit dem er durch allmähliche Übergänge verbunden ist. Der reine feste A. bildet eine braunschwarze, stark harzglänzende Masse von sehr vollkommen großmuschligem Bruch, nicht sehr spröde, weich, H. = 2, G. = 1,2. Er riecht bituminös, schmilzt leicht (bei ca. 100°) und ist leicht entzündlich. In Alkohol, Äther, Erdöl und Terpentinöl ganz oder teilweise löslich. Nicht immer ist er rein, sondern häufig mit Sand und anderen unorganischen Substanzen gemengt, oder es sind Sandsteine, Kalke, Schiefer, Mergel etc. mit Asphalt imprägniert, welche dann bituminös heißen, oder, da sie beim Zerschlagen brenzlich riechen, Stinkkalk, Stinkschiefer etc. Hierher gehört, jedenfalls teilweise, die Blätterkohle (Dysodil, siehe diesen). Von diesen Schiefern können die imprägnierenden Kohlenwasserstoffe, die teilweise leicht flüchtig sind, abdestilliert werden; sie geben z. T. ein klares, leicht flüssiges, petroleumähnliches Destillat, sog. *Schieferöl*, das auch wie Petroleum verwendet wird. Chemisch ist A. ein Gemenge mehrerer, z. T. *O*-haltiger Substanzen; in manchem A. ist der *O*-Gehalt groß (bis 23 %), aber auch vielfach ganz gering ($O + N = 1^1/_2$ %), so daß er wohl an die Kohlenwasserstoffe anzuschließen ist, auch wegen seiner vielfachen nahen Beziehungen zum Petroleum, aus dem er wohl durch Aufnahme von *O* etc. sich gebildet hat. Der *C*-Gehalt beträgt 67—88 %, dazu außerdem *O* noch 7—10 % *H*. Der A. findet sich in Massen am Toten Meere, am Ufer Lager bildend und auf dem Wasser schwimmend; ebenso auf der Insel Trinidad, an einem See von zwei Kilometer Durchmesser. Größere Lager bei Avlona in Albanien; ferner als Imprägnation in Hannover (Limmer); in Elsaß mit dem Petroleum bei Bechelbronn und Altkirch; in der Schweiz (Val de Travers) etc.; in kleineren Mengen, Chalcedon überziehend, in der Auvergne; auf Erzgängen (Andreasberg, Kongsberg etc., fälschlich Anthracit genannt); ebenso in den Eisensteinlagern vom Iberg im Harz, von Dannemora etc.; in manchen Graniten, besonders in Schweden auf kleinen Hohlräumen. Zuweilen füllt er Spalten im Gebirge, so der glänzend schwarze *Albertit*, obsidianähnlich, aber weicher, in der Kohlenformation von Albert County in Neu-Schottland, und der *Grahamit* aus West-Virginien. Asphaltähnlich ist auch der *Walait*, welcher als dünner, schwarzer Überzug auf Kalkspat- oder Dolomitkrystallen des Rossitz-Oslawaner Steinkohlenbeckens, diese abformt und Umhüllungspseudomorphosen bildet. An den A. mehr als an die Kohlen schließt sich wohl die *Bogheadkohle* (Bituminit) an, welche mit Kännelkohle zusammen in manchen Gegenden bis $^1/_2$ m mächtige (Torbane-Hill bei Bathville in Schottland, daher auch *Torbanit*) Lager bildet, auch bei Pilsen in Böhmen, im Gouv. Tula in Rußland, Australien etc. Es ist eine matte, weiche, schneidbare, aber zähe, schwarzbraune Masse mit hellem, gelbbraunem Strich, die sich sehr leicht entzündet und nicht schmilzt, mit weißer Flamme brennt und bei der trockenen Destillation viel Leuchtgas gibt; sie ist aber sehr aschenreich, 18—24 % Asche; zeigt keine Spur von Pflanzenstruktur, ist also vielleicht ein sehr bitumenreicher Schiefer. Ein solcher ist auch der aus papierdünnen Plättchen bestehende *Dysodil* (Blätter- oder Papierkohle), und zwar ein bituminöser Kleb- (Diatomeen-) Schiefer; am Aspenkippel bei Climbach in Hessen, bei Rott unweit Bonn, im Westerwald, bei Kirchheim in Württemberg etc.

Ozokerit (Erdwachs, natürl. Paraffin).

Im durchgehenden Licht bräunlichgelbe bis rotbraune, im reflektierten Licht mehr grünliche, vielfach gestreifte und gefleckte, striemige, grobfasrige und -blättrige Massen von der ungefähren Zusammensetzung CH_2 mit ca. 85 % C und 14—15 % H. Ist bei gewöhnlicher Temperatur halbfest, zähe und leicht (bei 62—66°) schmelzbar; schon zwischen den Fingern beginnt die Erweichung, er läßt sich also mit den Fingern kneten. In Terpentinöl und Benzol leicht, in Alkohol und Äther schwer löslich. G. = 0,94—0,97. Findet sich mit dem Petroleum zusammen in den dieses umschließenden Sandsteinen und Schiefern, besonders in der Gegend von Truskawice und Boryslaw in Galizien, und von Slanik in Rumänien. Er wird mit dem Petroleum gewonnen und auf Paraffin verarbeitet. Ganz ähnliche Substanzen von der Insel Tscheleken im kaspischen Meere sind *Neftgil* und *Kir* genannt worden. Mit Oz. ist wahrscheinlich identisch der *Hatchettin*, der eine reinere und z. T. krystallinische Modifikation der Substanz darstellt; derselbe bildet weiße, schwach perlmutterglänzende, opt. zweiachsige, weiche, biegsame, zähe, fettig anzufühlende Plättchen ohne Geruch. G. = 0,6. Schmilzt bei ca. 46°. Bologna, Wallis, Böhmen, Wettin bei Halle (sog. *Chrismatin*, butterartig). Dem Ozokerit ähnlich, aber im kalten Äther löslich, ist der *Urpethit*, der Hauptbestandteil des sog. Ozokerits von Urpeth Colliery. Auch der sog. Ozokerit von Zietrisika in der Moldau ist vollkommen in Äther löslich und daher als *Zietrisikit* von dem sonst ganz gleichen Ozokerit abgetrennt worden.

In der Zusammensetzung ist von Oz. nicht verschieden ist der *Elaterit* (elast. Erdpech), also ebenfalls CH_2; auch er ist weich und biegsam, aber elastisch und zähe, etwas klebrig, rötlichbraun, an der Luft dunkler werdend; stark riechend. Als Überzug in derben Massen auf den Bleierzgängen von Castleton in Derbyshire und von New Haven in Connecticut. Sehr paraffinreich wie der Ozokerit ist auch der *Pyropissit* (Wachskohle), der auf der Grenze zu den Harzen steht; eine lockere, sehr leichte, gelbliche oder bräunliche Masse, matt mit glänzendem Strich und etwas fettig; leicht schmelzbar und entzündlich; findet sich in der oberen Braunkohle von Gerstewitz u. a. O. bei Weißenfels (Prov. Sachsen) in 14—70 cm mächtigen Schichten, z. T. mit erdiger Braunkohle gemischt und dadurch gefärbt, ferner bei Helbra unweit Eisleben in 7—24 cm mächtigen Schichten, bei Asendorf und Etzdorf (Prov. Sachsen), bei Eger etc. und wird auf Paraffin verarbeitet.

Einige seltenere Kohlenwasserstoffe sind: *Fichtelit*, kleine, monokline, weiße Plättchen, $C_{15}H_{26}$ bis $C_{15}H_{28}$, mit 87 % C und bei 46° schmelzbar, auf Klüften des bituminösen Nadelholzes im Torfmoor von Redwitz im Fichtelgebirge und bei Holtegaard in Dänemark, hier *Tekoretin* genannt. *Könleinit* bildet kleine, spröde, monokline Krystallplättchen, C_5H_4, mit ca. 93 % C, schmilzt bei ca. 110° ebenfalls bei Redwitz. Zusammen mit K. findet sich der *Scheererit*, krummblättrige Krystallschuppen auf Kiefernholz in der diluvialen Braunkohle von Uznach in der Schweiz, bei 44°, schmelzbar. Der *Hartit*, C_3H_5, bildet trikline, säulen- oder tafelförmige Kryställchen mit einer vollkommenen Spaltbarkeit, weiß, grau, gelb. H. = 1,5, G. = 1,04—1,05; schmilzt bei 74°. In der Braunkohle von Oberhart bei Gloggnitz in Österreich, von Oberdorf bei Voitzberg und Köflach in Steiermark. Der hyacinthrote, amorphe *Ixolyt* von Oberhart soll dem Hartit ähnlich sein, schmilzt aber erst bei höherer Temperatur. Endlich ist zu erwähnen das *Idrialin*, C_3H_2 oder unter Berücksichtigung eines kleinen O-Gehalts $C_{40}H_{28}O$, weiß, mit Zinnober und anderen unorganischen Stoffen gemischt, das Quecksilberbranderz bildend (siehe dieses); selten rein ohne diese; läßt sich durch Terpentinöl ausziehen. Idria in Krain. Auch auf der Quecksilbergrube New-Almaden in Kalifornien findet sich

mit dem Zinnober zusammen ein Kohlenwasserstoff, der rhombisch krystallisierte, flüchtige, in Terpentinöl, Alkohol und Äther unlösliche *Aragotit.*

Harze.

Bernstein (Succinit).

Der Bernstein ist das wichtigste unter den fossilen Baumharzen. Er findet sich in Stücken von weniger als Erbsengröße bis zu 20 Pfund, vorzugsweise und in großen Quantitäten in den preußischen Ostseeländern, namentlich in Ostpreußen, und zwar im Samlande. Seine ursprüngliche Lagerstätte ist hier eine verschieden, aber stets wenig mächtige Schicht eines feinkörnigen, tonigen, grünen, glaukonitischen Sandes der dortigen unteren Tertiärformation, des Oligocän (sog. blaue Erde). In dieser ist der Bernstein in so großer Menge enthalten, daß in jedem Kubikfuß der Schicht ein oder mehrere Stücke von größerem oder geringerem Volumen liegen. Das Mineral wurde vielfach von Gewässern verschiedener Art aus seinem Muttergestein ausgewaschen, fortgeführt, und an anderen Stellen in z. T. reichlicher Menge wieder abgelagert. Auf diese Weise gelangt der B. nester- und strichweise in die Diluvial- und Alluvialschichten und bildet so sekundäre Ablagerungen. Ein sehr reiches alluviales Lager dieser Art fand sich vom nordöstlichen Teil des kurischen Haffs bedeckt, in der Nähe von Memel, bei Schwarzort auf der kurischen Nehrung. Vielorts wird der aus der blauen Erde ausgewaschene B. aber auch heutzutage noch an der Erdoberfläche abgelagert, namentlich am Strande der Ostsee. Auf deren Grund streicht die Bernsteinschicht mehrorts zu Tage aus, wird von den Meereswellen zerstört. Der darin enthaltene Bernstein bleibt entweder auf dem Meeresgrunde liegen oder er wird bei heftigen landeinwärts gerichteten Winden mit den Tangmassen vom Boden losgerissen und ans Ufer geworfen, so namentlich am samländischen Weststrande, der nicht selten mit kleinen Bernsteinstückchen dicht übersät ist.

Daß der Bernstein ein Baumharz ist, folgt aus seiner ganzen Beschaffenheit unzweideutig. Er findet sich vielfach in übereinander geflossenen, aus zahlreichen dünnen Lamellen bestehenden, zapfen-, röhren-, faden-, tropfsteinförmigen und sonstigen Gebilden, welche auf Erstarrung aus einem ursprünglich zähflüssigen Zustande hinweisen (sog. Schlauben); häufig ist er aber auch vollkommen kompakt und massiv, in Form runder Tropfen oder unregelmäßig stumpfeckiger und rundlicher Stücke mit glatter oder warziger, zerborstener, rauher Oberfläche, und zwischen der vollkommen kompakten Beschaffenheit und dem Aufbau aus dünnen Lamellen finden sich alle möglichen Übergänge. Außerordentlich häufig, und zwar fast ausschließlich im klaren, kaum je im trüben Bernstein, besonders in den schaligen Schlauben sind Insekten eingeschlossen, vorzugsweise Dipteren, aber auch Neuropteren, Ameisen, Käfer, Blattiden etc., sowie Spinnen, und als Seltenheit auch Landschnecken; alles an Bäumen lebende Tiere, welche vom fließenden Harz umhüllt wurden. Sehr verbreitet sind auch undeutliche mulmige, kohlige Pflanzenreste, um so seltener dagegen deutlich erkennbare und bestimmbare vollständigere Pflanzenteile, Nadeln, Blätter, Blüten etc. Schon größere Holzstücke kommen nicht häufig vor, was mit der leichten Zerstörbarkeit des Holzes und der geringen Zersetzbarkeit des Harzes zusammenhängt. Übrigens enthält der B. auch Einschlüsse anderer Art, so namentlich zuweilen flüssigkeitserfüllte Poren und Hohlräume, Schwefelkies in dünnen Lamellen auf feinen Rissen und Spalten von sekundärer Entstehung, und anderes.

Die Bäume, welche das Harz geliefert haben, das uns heute als Bernstein vorliegt, sind Koniferen, welche Pinites succinifer genannt worden sind. Es sind aber wohl mehrere Arten von Bäumen gewesen, welche Bernstein erzeugt haben, so daß

dieser Name als Sammelname für mehrere nicht sicher unterscheidbare Spezies anzusehen ist.

Auch in chemischer Beziehung hat der Bernstein das Wesen eines Harzes. Die Zusammensetzung ist mit der gleich zu erwähnenden physikalischen Beschaffenheit etwas schwankend. Die Analysen des reinen B. haben neben ca. $^1/_8$ % unorganischer Aschenbestandteile im Mittel ergeben: 79 C; 10,5 H; 10,5 O, was der Formel: $C_{10}H_{16}O$ entspricht. Er ist aber kein einheitlicher Körper, sondern ein Gemenge mehrerer Substanzen, wie man aus der Untersuchung der Löslichkeitsverhältnisse und des Verhaltens in der Hitze erkennt, wobei man zwar stets dieselben Produkte, aber bei den verschiedenen Bernsteinsorten in etwas verschiedenen Mengen erhält.

In Wasser ist der B. unlöslich, Alkohol, Äther, Chloroform und Terpentinöl lösen in der Wärme $^1/_4$—$^1/_5$ davon auf. In Alkohol löst sich aus dem feinen Pulver in der Wärme 17—22 % eines bei 105° schmelzbaren; in Äther 5—6 % eines in Alkohol unlöslichen, bei 145° schmelzbaren, und in alkoholischer Kalilauge 7 bis 9 % eines in Alkohol und Äther unlöslichen, bei 175° schmelzbaren Harzes. Dazu kommen ca. 45 % eines in allen diesen Mitteln unlöslichen Rückstandes, des sog. Bernsteinbitumens und 3,2—8,2 % Bernsteinsäure, welche mit Kalilauge ausgezogen werden kann und welche aus Bernstein auch technisch dargestellt wird. Die Bernsteinsäure ist in ganz frischen Stücken nur in geringer Menge (ca. 3 %) vorhanden, nimmt an Menge um so mehr zu, je stärker verwittert das Stück ist, und findet sich in größter Menge (8 %) in ganz zersetzten Stücken. Es ist daher zu vermuten, daß diese Säure jedenfalls in ihrer Hauptmenge gar kein ursprünglicher Bestandteil des Bernsteinharzes gewesen, sondern erst durch teilweise Umwandlung desselben entstanden ist. Konzentrierte Schwefelsäure löst pulverisierten B. schon in der Kälte, konz. kochende Salpetersäure zersetzt denselben vollständig.

Bei der Erhitzung erweicht der B., bläht sich auf und gibt einen charakteristischen Geruch von sich. Bei 280—290° schmilzt er unter Zersetzung und Ausstoßung weißer Dämpfe. Es geht, bes. bei den trüben Sorten, etwas Wasser, sodann etwas ätherisches Bernsteinöl und andere flüchtige Bestandteile, namentlich die Bernsteinsäure, weg und es bleiben ca. 70 % einer nicht flüchtigen, glänzend schwarzen Substanz, des Bernsteinkolophons zurück, das sich in Leinöl und Terpentinöl löst und so den Bernsteinfirnis und -Lack gibt, der wegen großer Härte ausgezeichnet brauchbar, aber wegen zu dunkler Farbe doch nur von beschränkter Verwendung ist. Beim Kochen in Leinöl wird der B. ohne wesentliche Änderung des Aussehens und ohne weitergehende Zersetzung weich. Einzelne kleinere Stücke lassen sich im erweichten Zustande zusammenpressen und liefern so den *Preßbernstein* (Ambroid). Dieser wird jetzt in ziemlichen Mengen hergestellt und vielfach statt des echten verwendet, der Kenner unterscheidet sie aber beide unschwer voneinander.

Bei höherer Temperatur entzündet sich der B. und brennt mit heller Flamme unter Entwicklung des erwähnten charakteristischen aromatischen Geruchs; daher findet der B. auch als Räucherwerk zuweilen Verwendung.

Das Aussehen des Bernsteins ist ebenfalls das eines Harzes, der Glanz ist Harzglanz, am ähnlichsten ist er dem Copal. Die Farbe ist im allgemeinen gelb; sie geht vom beinahe Farblosen, das aber sehr selten ist, durch alle Nüancen bis ins Braun; sehr selten sind grüne, blaue und rote Farben; helle Stücke werden am Licht und an der Luft dunkler. Der B. ist oft durchsichtig und klar; sehr häufig ist er aber auch trübe, und zwar entweder, wie es scheint, infolge einer gleich beim Erstarren aufgenommenen kleinen Wassermenge, oder infolge tiefer gehender, späterer, durch Verwitterung hervorgebrachter Umwandlung. Z. T. ist aber die Beschaffenheit des Bernsteins wohl auch davon abhängig, ob er ursprünglich bei kaltem oder warmem, trockenem oder nassem Wetter, oder überhaupt davon, daß er unter verschiedenen Umständen ausgeflossen ist. Auch der trübe B. ist immer noch stark

durchscheinend, er ist kaum jemals ganz gleichmäßig, sondern fast stets durch Abwechslung klarerer und trüberer Stellen gewolkt und geadert, geflammt oder sonstwie gezeichnet, wobei die durch verschiedene Farben und Klarheit sich unterscheidenden Stellen meist sehr allmählich ineinander verfließen. Der durch einen kleinen Wassergehalt trübe Bernstein (sog. Bastard), wird durch Erwärmen klar und dabei rissig, indem eine kleine Menge Wasser entweicht, während der durch Verwitterung trübe auch bei der Erwärmung nicht klar wird (sog. Knochen); das Innere des letzteren ist namentlich an größeren Stücken noch meist frisch und klar. Der oben erwähnte Kohlenmulm ist zuweilen in so großer Menge eingemengt, daß die Masse ganz schwarz wird (der uneigentlich sog. „schwarze Bernstein" ist Gagat). Einzelne wenige Stücke des Ostseebernsteins fluoreszieren; häufiger ist das der Fall bei einigen bernsteinähnlichen Harzen, z. B. dem von Sicilien (Simetit) und von Birma (Birmit).

G. = 1,05—1,10. H. = 2; spröde, läßt sich aber leicht auf der Drehbank bearbeiten, bohren und schnitzen und nimmt eine schöne Politur an, wenigstens sofern er nicht schon verwittert ist; der verwitterte, u. a. der oben genannte Knochen, ist nicht mehr so politurfähig. Der B. wird durch Reiben mit der Hand oder mit Wollenzeug — elektrisch. Bei sehr starkem Reiben gibt er den bekannten charakteristischen Geruch. Die Masse ist vollkommen amorph und meist auch isotrop, doch beobachtet man wohl zuweilen, namentlich um fremde Einschlüsse herum, Doppelbrechung durch innere Spannungen. Der Bruch ist vollkommen muschlig; größere Stücke sind vielfach von feinen Rissen und Spalten durchzogen.

Außer zu den oben genannten Zwecken (Darstellung von Bernsteinsäure, von Bernsteinfirnis und zum Räuchern), wozu stets nur die kleinsten Stücke benutzt werden, dient der B. vorzugsweise zur Herstellung von Cigarren- und Pfeifenspitzen und zu Schmucksachen verschiedener Art, namentlich von Perlen, welche auf Schnüre gereiht und so als Halsbänder etc. getragen werden. Er ist besonders im Orient geschätzt, und zwar vor allem die trüben Bastardsorten, welche übrigens auch in Europa den klaren vorgezogen werden. Umgekehrt ist es in China, welches neuerer Zeit ebenfalls angefangen hat, den B. in größeren Quantitäten zu verwenden. Die trüben Sorten sind daher die teureren, namentlich wenn sie recht gleichmäßig sind; besonders wertvoll ist der „perlfarbige", sehr hellgelbe, trübe, stark durchscheinende B.; sodann der „kumstfarbige" (Kumst gleich Sauerkraut), etwas dunkler gefärbt, sonst wie der perlfarbige. Die Zahl der Handelssorten, welche nach dem Aussehen, der Größe und der Form der Stücke unterschieden werden, ist sehr groß; letztere beiden Faktoren bedingen die Verwendbarkeit zu diesen oder jenen Gegenständen und somit im Verein mit Farbe und Aussehen den Preis. Im allgemeinen wächst der Preis mit der Größe der Stücke in weit höherem Maße als das Gewicht, da die Stücke je größer um so seltener sind. Stücke von mehreren Pfunden kommen nur einzeln vor. Die zwei größten bekannten Stücke wiegen 13½ und 20 Pfund, das erste in der Gegend von Insterburg in Ostpreußen, das andere bei Cammin in Pommern gefunden.

Häufig wird der B. künstlich in betrügerischer Weise durch andere Harze nachzuahmen versucht. Man erkennt solche Falsifikate meist leicht daran, daß sie bei starkem Reiben und in der warmen Hand an der Oberfläche klebrig werden und beim Liegen in Alkohol und Äther ihre Politur verlieren, was beim echten B. nie der Fall ist. Stücke mit scharf gegeneinander absetzenden klaren und trüben Stellen sind mit großer Wahrscheinlichkeit nicht echter Bernstein.

Die Produktion des echten Bernsteins, des Succinits, ist besonders wichtig in der Provinz Ostpreußen, wo sie ein Regal ist. Früher verpachtete die Regierung die Erlaubnis zur Gewinnung an Unternehmer, in neuerer Zeit hat sie aber den Betrieb selbst in die Hand genommen. Der allermeiste Bernstein wird durch unter-

irdischen, bergmännischen Abbau der „blauen Erde" zu Tage gefördert und zwar in der Nähe von Palmnicken an der samländischen Westküste nördlich von Pillau. Bis Ende 1890 wurde eine große Menge durch Ausbaggern der oben erwähnten, vom kurischen Haff bedeckten, alluvialen Ablagerung bei Schwarzort unweit Memel gewonnen, die aber jetzt ganz erschöpft ist. Aus dem Meer wurden bei Palmnicken früher kleine Mengen durch Taucher herausgeholt; auch wird durch Auffischen der in der sturmbewegten See herumwirbelnden bernsteinbeladenen Tangmassen und durch Auflesen der ausgeworfenen Stücke am Strande (Strandsegen), sowie durch das sog. Stechen und Schöpfen im Meer mittels besonderer Instrumente, endlich durch oberirdische Gräbereien am Strande und im Binnenlande eine gewisse Menge erbeutet. Alle diese Gewinnungsmethoden stehen aber sehr weit zurück hinter dem bergmännischen Betrieb unter der Erde bei Palmnicken.

Indessen ist der echte Bernstein durchaus nicht auf Ostpreußen oder gar auf Samland beschränkt. Er findet sich, allerdings überall wohl nur auf sekundärer Lagerstätte und stets verhältnismäßig vereinzelt und spärlich, nach Osten hin in den baltischen Provinzen und Polen und weiter nach Rußland hinein, gegen Westen durch das ganze norddeutsche Flachland bis nach Holland und Dänemark und wird überall in bescheidenen Mengen gewonnen, besonders in den Mündungen der Elbe und der Weser, auf den friesischen Inseln und an einzelnen Punkten der schleswig-holsteinischen Westküste etc. Aber diese ganze Produktion hat keine Bedeutung gegenüber der des Samlands, wo jährlich gegenwärtig einige tausend Zentner der „blauen Erde" entnommen werden.

Mit dem Bernstein wurde früher eine Anzahl bernsteinähnlicher und auch wie z. T. wie Bernstein verarbeiteter Harze aus verschiedenen Teilen der Erde vereinigt, von denen sich bei genauer Untersuchung ergab, daß sie von ihm namentlich durch die Abwesenheit der Bernsteinsäure oder doch durch das Herabsinken derselben auf ganz geringe Mengen abweichen. Hierher gehört der sog. Bernstein, der sich in meist kleinen, aber bis zum Umfang einer Faust anwachsenden Stücken im tertiären Sandstein bei Lemberg in Galizien findet; ferner der rumänische B. (*Rumänit*); der durchsichtige, stark fluoreszierende B. aus dem Mündungsgebiet des Simeto bei Catania in Sicilien (*Simetit*); der birmanische B. (*Birmit*) aus Ober-Birma, der *Cedarit* aus Kanada und andere.

Mit dem Bernstein zusammen findet sich noch eine Anzahl anderer Harze, z. T. nur als Seltenheiten; einige davon sind äußerlich dem B. sehr ähnlich. Hierher gehört vor allem der *Gedanit* (mürber Bernstein), äußerlich vom B. nur vom Kenner zu unterscheiden. Er hat denselben Glanz, dieselben Farbennüancen, kurz, genau dasselbe Aussehen und besteht aus 81 C, $11^1/_2$ H, $7^1/_4$ O, $^1/_4$ S, enthält also weniger O als Bernstein, und namentlich keine Bernsteinsäure; hat auch einen niedrigeren Schmelzpunkt (etwa 140° bis gegen 180°, wobei er zu einer geruchlosen klaren Flüssigkeit schmilzt) und geringere Härte: H. = $1^1/_2$—2. G. = 1,058—1,068. In Alkohol und Äther ist er etwas leichter löslich, als Bernstein. Der Gedanit ist etwas spröder als letzterer, läßt sich aber noch auf der Drehbank bearbeiten und nimmt eine feine Politur an, wird daher wie B. verarbeitet und mit dem echten B. zusammen verkauft; nur läßt er sich nicht mehr gut bohren und schnitzen, da er leicht splittert. Der Gedanit findet sich mit Bernstein zusammen im Samland in nicht geringer Menge, die aber doch gegenüber der Menge des echten B. verschwindet.

Der sog. „unreife B." ist ein als große Seltenheit mit Bernstein zusammen vorkommendes weiches schneidbares Harz, das mit dem *Krantzit*, $C_{10}H_{16}O$, identisch sein soll, der sich in Stücken bis Faustgröße, in z. T. stalaktitischen Massen von gelber, brauner bis schwarzer Farbe und rot durchscheinend in der Braunkohle von Lattorf bei Magdeburg findet. Der seltene *Glessit*, ein anderer Begleiter des baltischen Bernsteins, soll ein fossiles Gummiharz sein.

Im Ansehen von Bernstein verschieden sind der braune, in kleinen, runden Knollen sich findende *Beckerit* und der mehr in eckigen Körnern vorkommende, schwarze *Stantienit*; vielleicht sind unter beiden Namen mehrere einander sehr ähnliche, aber doch verschiedene Harze zusammengefaßt. Auch asphaltähnlich aussehende, schwarze, spröde Körner finden sich nicht ganz selten in Begleitung der letztgenannten Harze mit dem Bernstein (Succinit) zusammen.

Im Aussehen ist der Bernstein häufig sehr dem *Copal* ähnlich, der auch Insekten, oft in großer Anzahl, einschließt und der vielfach in ähnlicher Weise aus dem Boden gegraben wird, wie jener, und wahrscheinlich ebenfalls z. T. von Bäumen früherer geologischer Epochen herrührt. *Copalin* ist ein sehr ähnliches Harz aus den eozänen Tonen der Highgate Hills bei London. Außerdem ist von bernsteinähnlichem Aussehen der hyacinthrote *Schraufit*, $C_{11}H_{16}O_2$, in kleinen Stücken im Karpathensandstein von Wamma in der Bukowina, teilweise in Alkohol, Äther und Chloroform löslich, bei 326° unter Zersetzung schmelzbar. Hierher gehört auch der sog. Bernstein vom Libanon. Bernsteinähnlich im Aussehen ist auch der *Walchowit*, gelb bis braun, durchsichtig bis durchscheinend, aus der Braunkohle von Walchow in Mähren; ferner der *Bucaramangit* von Bucaramanga in Südamerika und der gelblichgraue *Ambrit*, in großen Stücken in der Provinz Auckland in Neu-Seeland gefunden und vielfach mit dem ebendort vorkommenden Dammaraharz verwechselt und mit ihm zusammen ausgeführt.

Außer den genannten Harzen finden sich mit Braunkohle: der *Jaulingit*, hyacinthrote Knollen, heller und dunkler, der helle dem Bernstein, der dunkle dem Ixolyt ähnlich aussehend, aus den Braunkohlen von Jauling bei St. Veith in Nieder-Österreich; und der *Euosmit*, braungelb, höchstens durchscheinend, mit kampherartigem Geruch (Kampferharz), in kaltem Alkohol und Äther leicht löslich; derbe Stücke, leicht zerbrechlich mit muschligem Bruch oder staubartige Partien in der Braunkohle in und auf dem Basaltzug zwischen dem Fichtelgebirge und dem Oberpfälzer Walde bei Erbendorf unweit Thumsenreuth.

Unter dem Namen *Retinit* (Retinasphalt) faßt man eine Anzahl wenig genau bestimmter, gelber bis grauer, wachsglänzender Harze zusammen, welche an verschiedenen Orten in der Braunkohle vorkommen, meist in Alkohol vollständig löslich und zu einer dunkeln Masse schmelzbar sind. Es sind entweder rundliche Stücke von meist geringer Festigkeit und großer Sprödigkeit, oder es ist eine erdige Masse (*Bernerde*). Das ursprünglich Retinit genannte Harz stammt von Bovey-Tracey in Devonshire; ähnliche Harze sind aber seitdem in sehr vielen Braunkohlenablagerungen in allen Weltteilen gefunden worden. In Deutschland ist er z. T. in größeren Mengen in der Wetterau, dem Westerwald, dem Vogelsgebirge, der Rhön, bei Ronneburg in Hessen, bei Riestedt u. a. a. O. in der Provinz Sachsen, in Brandenburg, Schlesien, ferner in Böhmen, Mähren etc. vorgekommen. Hierher gehört auch der sog. Bernstein von Grönland, kleine gelbe Körnchen in Braunkohle von der Haseninsel. Der in kleinen hellgelblichen Knollen im Braunkohlensande von Siegburg bei Bonn vorkommende *Siegburgit* ist ein fossiler Storax, welcher auf mitvorkommende Liquidambararten zurückgeführt wird. Andere fossile Harze aus der Braunkohle sind u. a. *Rosthornit*, rötlichbraune Knollen in der Braunkohle von Klagenfurt; *Piauzit*, schwarzbraun durch kohlige Beimischungen, aus der Braunkohle von Piauze in Krain; *Pyroretin*, ebenfalls durch kohlige Beimischungen schwarz, von Salesl bei Außig in Böhmen, am Kontakt der Braunkohle mit einem Basaltgang; *Bombiccit*, trikline, weiße Krystalle, in Alkohol leicht löslich, bei 75° schmelzend, aus der Braunkohle von Castelnuovo im oberen Arnotale; ebendort der gelbliche, kampferähnliche, krystallinische *Dinit*; *Rochlederit* (Melanchym), gelbe bis braune, harzähnliche oder leicht zerreibliche Masse, $C_{10}H_{14}O$, in $2^1/_2$—4 cm mächtigen Lagen und Knollen in der Braunkohle bei Eger und Strakonitz in Böhmen etc.

Im irischen Torf findet sich der *Butyrit*, $C_8H_{16}O$, weiß, butterähnlich, beim Erstarren weiße Krystallnädelchen liefernd.

So häufig Harze in der Braunkohle vorkommen, — die Zahl der in dieser beobachteten, allerdings z. T. nur sehr oberflächlich bekannten Harze ist eine sehr erhebliche (vergl. u. a. Zinken, Physiographie der Braunkohle) — so wenig findet man derartiges in der Steinkohle. Einige Harze sind aber auch aus ihr bekannt: *Middletonit*, $C_{20}H_{22}O$, rotbraun, an der Luft schwarz werdend, durchscheinend, harzglänzend, kaum in heißem Alkohol, Äther und Terpentinöl löslich, bei 210° noch nicht schmelzbar, zerbrechlich, in sehr dünnen rundlichen Massen oder in nur wenige Millimeter dicken Lagen in der Steinkohle von Middleton und Newcastle; *Skleretinit*, $C_{10}H_{14}O$, braunschwarze, rötlich durchscheinende, höchstens haselnußgroße Stückchen aus der Steinkohle von Wigan in England; in Alkohol und Äther unlöslich.

Einige Harze sind *S*-haltig: *Trinkerit* mit 4,7 S, stark fettglänzende, hyacinthrote Massen aus den Tertiärschichten von Istrien, ebenso der *Tasmanit* mit 5,32 S, kleine rötlichbraune Linsen in einem bituminösen Blätterschiefer am Merseyfluß im Norden von Tasmanien. Der Schwefel ersetzt hierbei einen Teil des Sauerstoffs.

Kohlen.

Sind mehr oder weniger stark zersetzte Überreste von Pflanzen, die neben den Aschenbestandteilen hauptsächlich aus *C*, *H*, *O* und wenig *N* in sehr schwankenden Verhältnissen bestehen. Bei manchen ist die Pflanzenstruktur mit bloßem Auge deutlich zu erkennen, bei den meisten anderen zeigt sie sich nach zweckmäßiger Präparation der Probe u. d. M.; bei manchen ist aber auch die Umwandlung so weit fortgeschritten, daß die organische Struktur vollständig verschwunden ist. In demselben Verhältnis, in dem die Pflanzenstruktur undeutlicher wird, nimmt ungefähr der *C*-Gehalt zu und der Gehalt von *O* und *H* ab, so daß die Kohlen mit deutlich erhaltener Pflanzenstruktur im allgemeinen am ärmsten an *C* und am reichsten an *H* und *O* sind, der Substanz lebender Pflanzen (dem Holz oder Torf) am ähnlichsten. Im allgemeinen sind in den Kohlen, welche den ältesten geologischen Formationen eingelagert sind, die ursprünglichen Pflanzenteile am meisten zersetzt, bei denen der jüngsten Formationen sind sie es am wenigsten. Doch trifft dies nicht immer zu, zuweilen zeigen sehr alte Kohlen noch deutlich erhaltene Pflanzenstruktur und ganz junge sind durch geologische Vorgänge sehr stark umgeändert.

Nach der mehr oder weniger starken Umänderung der Pflanzensubstanz hat man Steinkohle und Braunkohle, erstere stark, letztere weniger stark umgewandelt, unterschieden, doch lassen sich beide nicht scharf mineralogisch charakterisieren und scheiden, und man unterscheidet daher jetzt diese beiden Kohlensorten meist nach dem geologischen Alter, mit dem ja der Grad der Umwandlung der ursprünglichen Pflanzensubstanz, bis zu einem gewissen Grade wenigstens, zusammenhängt. Danach sind *Steinkohlen* die fossilen Kohlen der älteren geologischen Formationen bis zum Tertiär, besonders die der Kohlenformation; *Braunkohlen* sind die Kohlen der Tertiärformation und die noch jüngeren. In der Hauptsache stimmt dies damit zusammen, daß die Steinkohlen meist glänzend schwarz sind, mit schwarzem Strich, und daß sie sich in Kalilauge nicht lösen und daher diese Flüssigkeit nicht färben, während Braunkohlen meist braun sind mit braunem Strich, sich in Kalilauge teilweise lösen und letztere dabei braun färben.

Steinkohlen (Schwarzkohlen).

Sind in ihrer typischen Erscheinung sammetschwarz mit schwarzem Strich, zuweilen bunt angelaufen, ziemlich stark glänzend (Glanzkohle), seltener matt, mit

muschligem Bruch, spröde. H. = $2^1/_2$. G. = 1,25—1,5. Sie finden sich in mehr oder weniger mächtigen Schichten (Flötzen), welche durch Querabsonderung in große polygonale Stücke zerfallen (*Grobkohle*). Zuweilen sind die einzelnen Schichten schiefrig abgesondert (*Schieferkohle*). Meist nur in geringeren Mengen der anderen Kohle zwischengelagert findet sich die matte, schwarze, fasrige *Faser*- oder *Rußkohle*. Sie ist es vorzugsweise, welche in den Kohlenflötzen die schiefrige Absonderung hervorbringt; seltener bildet sie Flötze in der Hauptsache für sich allein. Von diesen gewöhnlichen Kohlensorten entfernt sich im Aussehen die stark bituminöse *Kännelkohle* (Cannelkohle) von pechschwarzer Farbe mit mattem, wachsähnlichem Glanz und ebenem Bruch. Die Schichten sind parallel mit der Schichtfläche in dünne Platten abgesondert. Die Masse ist fest, zähe, nicht spröde und läßt sich auf der Drehbank etc. bearbeiten und polieren. Man macht aus ihr daher Trauerschmuck und andere kleine schwarze Gegenstände. Ähnliches Aussehen und ähnliche Verwendung hat der *Gagat* (Jet), die allerdings nur in geringer Menge vorkommende Kohle des Lias von Whitby in England und aus der schwäbischen Alb.

In chemischer Beziehung bestehen die Steinkohlen im Durchschnitt aus 82% C, 5 H, 13 O, 0,8 N; doch ist die Zusammensetzung sehr schwankend. Der Aschengehalt ist zuweilen sehr gering ($^1/_4$%, namentlich bei der Kännelkohle), steigt aber auch auf 20% und noch höher. Ein stets vorhandener größerer oder geringerer S-Gehalt rührt von eingemengtem Schwefelkies und anderen Schwefelmineralien her. Erhitzt man die Steinkohlen bei Luftabschluß, so entweichen bituminöse Stoffe, bes. Kohlenwasserstoffe, im Gaszustand, die als Leuchtgas Verwendung finden, sowie Teer; ebenso aber auch Kohlensäure, kohlens. Ammoniak etc. Essigsäure fehlt unter den Produkten der trockenen Destillation der Steinkohlen. Je mehr H vorhanden ist, desto mehr bituminöse Bestandteile entweichen bei der trockenen Destillation, am meisten aus der Kännelkohle. Solche Kohlen sind daher zur Gasfabrikation besonders geschätzt, auch brennen die Kohlen um so leichter, je mehr bituminöse Bestandteile sie beim Erhitzen zu entwickeln vermögen. Solche bitumenreiche Kohlen nennt man fett (Fettkohle), die daran armen mager (Magerkohle, häufig unrichtigerweise Anthrazit genannt, das gewöhnliche Brennmaterial für die Dauerbrandöfen). Letztere entzünden sich schwer und brennen nur in starkem Luftzuge fort. Bei der Erhitzung verhalten sich die Kohlen sehr verschieden. Die fetten schmelzen und backen zusammen und hinterlassen schließlich eine poröse, schwammige Masse, die sehr wenig H und O und keinen S mehr enthält (Coaks). Dies sind die sog. *Backkohlen*. Die mageren Kohlen tun dies nicht, sondern sintern höchstens ein wenig zusammen (*Sinterkohlen*), oder sie zerfallen in ein loses Pulver (*Sandkohle*). Die bituminösen Bestandteile der Kohlen wurden zuweilen auf natürlichem Wege durch die Hitze von emporbrechenden Eruptivgesteinen ausgetrieben und dadurch coaksähnliche, vielfach stenglig abgesonderte Massen erzeugt, z. B. in der Grube Fixstern in Niederschlesien im Kontakt mit Porphyr (Stangenkohle). Kocht man Steinkohle mit Natronlauge, so wird diese nicht braun gefärbt (vergl. Braunkohle).

Die Steinkohle findet sich in großen Massen fast nur in der Kohlenformation, wo sie in vielen Millionen von Tonnen jährlich gewonnen wird. Eine große Zahl von Flötzen von geringer Mächtigkeit bis zu vielen Fußen liegen übereinander, mit Schiefertonen, Sandsteinen etc. wechsellagernd. Am kohlenreichsten in Europa ist England und Schottland, auf dem Kontinent Deutschland (Westphalen, Saargegend, Sachsen, Oberschlesien und Waldenburg, sowie eine Anzahl kleinerer Kohlenlagerungen), sodann Belgien, Frankreich, Österreich, auch Rußland, hier z. B. im Gouv. Tula, wo die Kohle vielfach noch ihre Pflanzenstruktur so deutlich wie viele Braunkohlen erhalten hat. In Italien und Spanien sind bisher noch keine Steinkohlen gefunden. Außer Europa sind sehr reich Nordamerika, sowie China, Japan und andere z. T. weniger bekannte Gegenden. Außerhalb der Kohlenformation findet man nur unbedeutende Steinkohlenlager,

z. B. in der rhätischen Formation von Schonen und Bornholm, in der Juraformation bei Fünfkirchen in Ungarn, namentlich in der unteren Kreide (Wälderformation) in Hannover (*Wälderkohle*), kleinere Mengen in der oberen Kreideformation (Senon) bei Löwenberg in Schlesien. Die Kännelkohle findet sich bes. in Schottland, mit anderen Steinkohlen zusammen, auch im Saarbecken und in Westphalen, sowie in Nordamerika (die Bogheadkohle siehe oben pag. 872).

Anthracit (Kohlenblende) hat man eine ganz besonders magere Steinkohle mit ca. 96 % C genannt, welche sich auch äußerlich von der anderen Steinkohle durch eine eisenschwarze, etwas ins Graue gehende Farbe und einen starken Metallglanz unterscheidet. Der A. hat einen großmuschligen Bruch, ziemlich bedeutende Härte (gegen 3) und G. = 1,5—1,7, im allgemeinen mehr als die anderen Steinkohlen. Er gibt infolge seiner Zusammensetzung kein Gas, brennt sehr schwer an, und nur in starkem Luftzug brennt er fast ohne Flamme unter Hinterlassung einer meist nur geringen Menge Asche fort. Beim Erhitzen dekrepitiert er stark. Findet sich besonders massenhaft in Nordamerika, vor allem in Pennsylvanien, aber auch bei Aachen, in Westphalen, Schlesien, Frankreich etc., in Flötzen wie andere Steinkohlen, z. T. in älteren Schichten als die Kohlenformation eingelagert, z. B. im südlichen Schottland. Gewöhnliche Steinkohle (und auch Braunkohle) nimmt zuweilen im Kontakt mit Eruptivgesteinen einen den A. ähnlichen Charakter an (siehe diese).

Schungit siehe oben pag. 423.

Braunkohlen.

Sind meist mehr oder weniger dunkelbraun und haben einen braunen Strich. Der C-Gehalt ist im Durchschnitt geringer, als bei Steinkohle (69 % C). Doch ist auch hier die Zusammensetzung stark schwankend; O ist mehr vorhanden, als bei Steinkohlen (25 %), H und N ungefähr ebensoviel. Auch der Aschengehalt ist bei den verschiedenen Sorten sehr verschieden und steigt zuweilen sehr hoch. G. = 1,2—1,4. Manche Vorkommnisse schließen viel hygroskopisches Wasser ein, das bei niederer Temperatur in trockener Luft schon entweicht. Die meisten Braunkohlen brennen leicht und mit einem unangenehmen Geruch. Bei der trockenen Destillation wird eine größere oder geringere Menge Essigsäure entwickelt, aus manchen Braunkohlen auch Paraffin, das technisch verwertet wird. Zur Coaksbereitung nicht sehr geeignet, ebensowenig zur Darstellung von Leuchtgas, da nur wenig mit leuchtender Flamme brennendes Kohlenwasserstoffgas überdestilliert wird. Zuweilen im Kontakt mit einem Eruptivgestein (z. B. Basalt am Meißner in Hessen) der flüchtigen Bestandteile beraubt; dabei wird die Kohle dem Coaks oder auch dem Anthracit ähnlich und erleidet eine stenglige Absonderung, ganz ebenso wie die Steinkohle. In Kalilauge werden manche Braunkohlen zum größten Teil gelöst, teilweise fast alle, die Lauge wird dadurch braun.

Die äußere Beschaffenheit der Br. ist sehr verschieden bei verschiedenen Vorkommnissen; man unterscheidet danach eine Reihe von Varietäten: *Pechkohle* (muschlige Braunkohle) steht der Steinkohle am nächsten, der Glanz ist geringer, ins Fette, die Farbe ist braunschwarz, der Strich ist braun. Sie ist fest und kompakt, der Bruch muschlig, so am Meißner in Hessen, besonders nahe dem Kontakt mit Basalt. *Moorkohle*, matt mit glänzendem Strich, braun, seltener schwarz, nicht sehr fest. Meist viel Feuchtigkeit einschließend, dann oft noch mehr oder weniger plastisch. Beim Trocknen an der Luft erhält sie Risse nach allen Richtungen und zerberstet, zuweilen zerfällt sie sogar in ein mehr oder weniger feines Pulver. Getrocknet sieht sie aus wie zusammengehäuftes, durch Zersetzung gebräuntes Holzmehl. Manchmal schließt sie größere Holzstücke und andere festere Pflanzenteile (Lignit) ein. Sie führt zur *erdigen Braunkohle*, welche ein lockeres Pulver bildet;

zu ihr gehört die *Kölnische Umbra*, welche als braune Malerfarbe Verwendung findet. Am deutlichsten zeigt die Pflanzenstruktur das *bituminöse Holz* (Lignit). Zuweilen findet man eine massenhafte Zusammenhäufung von Holzstämmen, die mit ihren Ästen und Zweigen vollkommen erhalten sind, so daß man sie sägen, spalten und auch hobeln, sowie auf der Drehbank bearbeiten kann. Dazwischen liegen andere Pflanzenteile, Wurzeln, Früchte und Samen, auch Bast (*Bastkohle*) in sehr deutlicher Erhaltung. Die sog. *Blätterkohle* (Papierkohle) ist Dysodil (pag. 872). Manche Braunkohlen enthalten wie manche Steinkohlen viel Schwefelkies und geben dann bei der Verwitterung Eisenvitriol, resp. bei Anwesenheit von Ton Tonerdesulfate und auf Zusatz von Kali Alaun (*Vitriol-* und *Alaunerde*). Die Braunkohlen sind als Brennmaterial weniger wichtig, als die Steinkohlen, aber immer noch von großer Bedeutung. Sie finden sich ebenfalls in häufig sehr mächtigen Flötzen, aber meist nur wenige solche übereinander. Vorzugsweise im norddeutschen Flachland, aber auch noch im nördlichen Böhmen und südlich durch die Provinzen Sachsen und Hessen bis in die Gegend von Frankfurt a. M. Diluviale Braunkohlen finden sich bei Uznach in der Schweiz. Die Braunkohle von Island heißt *Surturbrand*.

Die Braunkohle wie auch die Steinkohle sind wohl vielfach in ähnlicher Weise an der Stelle angesammelt worden, wo sie jetzt liegen, wie heutzutage der Torf, und sie haben dann durch allmähliche, mehr oder weniger weitgehende Umwandlung der ursprünglichen Pflanzensubstanz ihre jetzige Beschaffenheit angenommen. Auch rezenter Torf zeigt zuweilen schon einen mancher Braunkohle ähnlichen Zustand. Ein Umwandlungsprodukt der Torfpflanzen, namentlich in alpinen Torfmooren, so bei Berchtesgaden, Aussee, Gonten in Appenzell etc., aber auch im Fichtelgebirge etc., ist *Dopplerit* genannt worden. Es ist eine braune bis schwarze, etwas fettig glasglänzende, weiche, elastische Masse, die aber an der Luft erhärtet und ganz braunkohlenähnlich wird und die chemisch humussaures Calcium von der ungefähren Zusammensetzung: $CaC_{24}H_{22}O_{12}$ ist, vielleicht gemengt mit freien Humussäuren.

Register zum allgemeinen Teil.

H.

N.

O.

P.

Q.

R.

S.

T.

U.

V.

W.

Z.

Mineralverzeichnis zum speziellen Teil.

B.

C.

D.

F.

G.

H.

I. J.

K.

N.

O.

P.

S.

T.

X.

Y.

Lippert & Co. (G. Pätz'sche Buchdr.), Naumburg a. S.

DATE DUE
